



TITLE:

降雨現象の階層構造を考慮した短時間降雨予測手法および予測誤差推定に基づいた大雨予測情報提供方法の開発(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

高田, 望

CITATION:

高田, 望. 降雨現象の階層構造を考慮した短時間降雨予測手法および予測誤差推定に基づいた大雨予測情報提供方法の開発. 京都大学, 2015, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2015-01-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r12891>

RIGHT:

降雨現象の階層構造を考慮した短時間降雨予測手法および
予測誤差推定に基づいた大雨予測情報提供方法の開発

高 田 望

降雨現象の階層構造を考慮した短時間降雨予測手法および 予測誤差推定に基づいた大雨予測情報提供方法の開発

高田 望

目次

緒論

第1章 短時間大雨予測情報の現状と課題

1.1 概説	1-1
1.2 短時間降雨予測手法開発の歴史	1-2
1.3 現在提供されている短時間大雨予測情報	1-4
1.3.1 予測手法	1-5
1.3.2 情報提供方法	1-10
1.4 現状の短時間大雨予測情報の課題	1-18
1.4.1 予測手法	1-18
1.4.2 情報提供方法	1-19
1.5 結語	1-20
参考文献	1-21

第2章 降雨現象の階層構造を考慮した運動学的降雨予測手法の開発

2.1 概説	2-1
2.2 降雨現象の階層構造に着目した降雨域の分離手法	2-4
2.2.1 対流性降雨域の抽出手法の概要	2-5
2.2.2 X-MP レーダー観測データへの手法の適用	2-8
2.3 降雨スケール毎の移動特性を考慮した降雨予測手法	2-12
2.3.1 予測手法の概要	2-12
2.3.2 降雨スケール毎の雨域追跡手法	2-13
(1) 小スケールの降雨域の追跡手法	2-13
(2) 大スケールの降雨域の追跡手法	2-14
2.3.3 X-MP レーダー観測データへの手法の適用	2-15
2.4 雨域の時間発展予測手法の開発	2-19
2.4.1 対流性降雨域の発達・衰弱特性の解析	2-20
2.4.2 対流性降雨域の発達・衰弱予測手法の概要	2-23
2.4.3 予測の適用例	2-24
2.5 結語	2-27
参考文献	2-28

第3章 局地気象モデルの適用

3.1 概説	3-1
3.2 局地気象モデル出力値の評価手法の開発	3-2
3.2.1 降雨域のスケール解析による予測雨量の評価手法の開発	3-6
3.2.2 雲微物理サブモデル毎のメソ対流系の再現性評価	3-8
3.3 局地気象モデルへのレーダー観測情報の同化手法の適用	3-13
3.3.1 レーダー観測情報の同化方法	3-13
3.3.2 予測手法の適用・評価	3-15
3.4 結語	3-17
参考文献	3-18

第4章 実時間の予測誤差情報を利用した降雨予測モデル出力値合成手法の開発

4.1 概説	4-1
4.2 予測誤差情報を利用した最適合成手法の開発	4-4
4.2.1 予測誤差情報から最適合成係数を決定する原理	4-4
4.2.2 簡略化した最適予測値推定手法	4-5
4.2.3 予測バイアスの補正	4-6
4.3 開発した予測手法の検証	4-7
4.3.1 検証システムの構築	4-7
(1) 運動学的・物理的予測の作成	4-7
(2) 予測誤差分散と予測バイアスの推定	4-9
4.3.2 手法の適用例	4-13
4.4 結語	4-14
参考文献	4-15

第5章 予測誤差を考慮した降雨予測情報提供システムの開発

5.1 概説	5-1
5.2 誤差幅を持った降雨予測値作成手法	5-2
5.2.1 運動学的降雨予測の予測誤差推定手法	5-3
(1) 降雨現象のスケール分離に基づく誤差推定	5-4
(2) 初期値アンサンブル手法による誤差推定	5-4
5.2.2 局地気象モデルの予測誤差推定手法	5-7
5.2.3 誤差幅を持った降雨予測値作成手法	5-8
5.3 誤差幅を持った降雨予測情報の評価手法	5-9
5.3.1 予測精度評価指標の設定	5-9
5.3.2 誤差幅を持った降雨予測情報の評価	5-10
5.4 予測誤差を考慮した降雨予測情報提供システムの開発	5-14
5.4.1 降雨予測情報提供画面の設計	5-15
5.4.2 降雨予測情報提供システムの開発	5-16
5.5 結語	5-17
参考文献	5-18

結論

謝辞

緒論

近年、日本国内では局地的大雨が頻発し、この局地的大雨によって多くの水害や土砂災害がもたらされている。この局地的大雨は予測の困難さ、同時多発性、局地性等の特徴から「ゲリラ豪雨」と称されることも多い。局地的大雨による災害を回避もしくは軽減するためには、発生している局地的大雨の実態を正確に把握すること、および近い将来発生する局地的大雨を適切に予測すること、更にこれらの情報をもとに災害を回避するために適切な行動をとることが重要である。近年発生した豪雨災害を踏まえて、きめこまやかな降雨観測網の整備、降雨予測情報の精緻化、新たな警戒情報の提供が行われている。表-1 に示すように気象庁、国土交通省、自治体等から提供される局地的豪雨に関する情報は、2014 年 8 月時点で 14 年前の 2000 年 4 月時点と比較すると情報の種類、量ともに大幅に向上している。しかしながら、局地的大雨によってもたらされる災害は多く発生しており、大雨の実態把握精度、降雨予測精度、防災情報伝達方法のうちのいずれか又はいくつかの方がより適切であれば回避出来たと思われる災害も少なくない。したがって、大雨の実態把握精度、降雨予測精度、防災情報伝達方法のそれぞれに改善すべき課題があると考えられる。

表-1 局地的豪雨に関連する情報の変遷

発表機関	情報内容	項目	2000 年 4 月 時点	2014 年 8 月 時点	備考
気象庁	合成 レーダー	時間分解能	10 分	5 分	
		更新頻度	10 分	5 分	
		空間分解能	2.5km	1km	
	高解像度降水 ナウキャスト	予測時間	—	30 分／1 時間	
		更新頻度	—	5 分	
		空間分解能	—	250m／1km	
	降水ナウキャスト	予測時間	—	1 時間	
		更新頻度	—	5 分	
		空間分解能	—	1km	
	降水短時間予報	予測時間	3 時間	6 時間	
		更新頻度	1 時間	30 分	
		空間分解能	5km	1km	
	気象警報・注意報	発表区分	2 次細分毎	市町村毎	
	特別警報	発表区分	—	市町村毎	
	土砂災害警戒情報	発表区分	—	市町村毎	
国土交通省、 気象庁、自治体	河川洪水予報 ¹⁾	対象河川	全国 193 河川 ^{※1}	全国 393 河川 ^{※2}	※1 : 2002 年 4 月 ※2 : 2010 年 3 月
国土交通省	C バンド 合成レーダー	時間分解能	5 分	5 分	
		更新頻度	5 分	5 分	
		空間分解能	1km	1km	
	XRAIN	時間分解能	—	1 分	
		更新頻度	—	1 分	
		空間分解能	—	250m	

筆者は、1990年代後半以降、約20年間にわたり多くのダム流域、河川流域等を対象とした降雨予測技術の開発研究、および開発した降雨予測技術の実用化、更に実用化したシステムの運用に携わってきた。その端緒となったのが関西電力（株）が管理するダム群が存在する黒部川水系を対象とした降雨予測手法の開発である。関西電力（株）は黒部川水系のダム群を適切に管理することを目的として、急峻な山岳域を対象とした6時間先までの降雨予測技術および流出予測技術の開発研究を行った。平成7年（1995年）の黒部川水害を契機に同研究の開発が着手されたが、平成7年時点では黒部川水系周辺における気象庁合成レーダーの観測精度は非常に低かった。そこで同研究は、独自のドップラーレーダーによる黒部峡谷周辺の降雨域や上空の風分布の把握、Xバンドミニレーダーを用いた黒部峡谷内での降雨状況の把握、GPS気象ゾンデによる黒部峡谷上空の気温、湿度、風向・風速等の気象データの取得を行うことから着手された²⁾。観測結果や既設の地上雨量計による観測データを用いた黒部峡谷周辺の降雨気象特性の解析を行うことにより、同解析結果を踏まえた黒部峡谷周辺の降雨気象特性をモデル化した降雨予測技術が開発された。同研究の開発当時、気象庁から提供される短時間降雨予測情報は、1時間更新で3時間先までを5kmメッシュで予測するものであったが、同研究では運動学的降雨予測手法と物理的予測手法による予測結果を最適に合成することにより、6時間先までの高精度な降雨予測手法（ハイブリッド降雨予測手法）を開発し、6時間先までの10分毎の降雨予測値を2.5kmメッシュで得ることを可能とした。この降雨予測値を別途開発された分布型流出モデル³⁾への入力値として用いることにより、流域内の降雨流入特性を反映した精緻な降雨流入予測が可能となった^{4,5)}。ここで開発された降雨予測モデル、流出予測モデルは実時間での利用が可能となるようにシステム化され、2002年以降、黒部川水系のダム群を対象とした実時間降雨流入予測システムとして、特に出し平ダムの排砂実施の判断のための支援情報としてダム管理の現場で利活用されている。黒部川水系を対象とした降雨流出予測手法の開発研究内容は、関西電力（株）の橋本徳昭氏の博士論文⁶⁾に詳述されている。

約20年間にわたる降雨予測技術の開発、開発技術の実運用化および実用化した降雨予測システムの運用を通して、表-1に示したような降雨に関する実績値および予測値の高度化を実感すると共に、降雨予測技術の難しさや降雨予測情報を適切にユーザに提供することの重要性および難しさを痛感した。本論文は筆者のこれらの経験をもとに高度化された観測技術を用いた降雨予測技術の高度化と実運用における利便性を考慮し、降雨予測誤差推定に基づいた大雨予測情報の提供方法の開発を行ったものである。

本論文では、近年利用可能となった高解像度気象レーダー観測情報と局地気象モデルを活用することにより降雨予測手法の高度化を行う。その上でなお降雨予測情報が持つ誤差を想定し、実際の河川管理等で利用しやすい誤差幅を持った大雨予測情報提供手法の開発を行う。近年の大雨による災害をもたらす降雨原因は、台風、前線、低気圧、大気不安定による局地的大雨など多岐にわたり、被災地域の空間スケールもピンポイントから数100km²と幅広いが、本論文の研究対象は中小河川および都市河川における2時間程度先までの局地的大雨とする。

本論文の内容、構成は以下の通りである。

第1章では、現在気象庁等の公共機関および民間気象会社により提供されている短時間降雨予測情報について、降雨予測手法および予測方法の提供方法を整理する。整理結果に基づき、現状の短時間降雨予測情報を大雨予測情報として活用する場合の課題について、予測手法と情報提供方法の両面から分析し、本論文により解決すべき課題を明らかにする。

第2章では、2010年以降に国土交通省から提供されるようになった、時間分解能1分、空間分解能250mの高解像度の気象レーダーであるXRAIN(X-band polarimetric RAdar Information Network)の観測値を用い、降雨現象のスケール階層構造を考慮した運動学的降雨予測手法の開発を行う。本論文で新たに開発した降雨予測手法では、まずWavelet解析により高解像度気象レーダーによる降雨分布から対流性降雨域を抽出し、観測降雨域を対流性成分と層状性成分に分離する。次に、対流性および層状性の降雨域をそれぞれの移動特性を考慮した降雨域追跡手法により移動予測する手法を開発する。更に、個々の対流性降雨域の面積、最大降雨強度、平均降雨強度のデータを分析することにより、対流性降雨域の発達段階を推定する手法を開発し、前述した運動学的降雨予測手法を対流性降雨域の発達衰弱を考慮した手法に高度化する。最後に開発した降雨予測手法を近畿地方における大雨事例に適用・評価し、開発手法により予測精度が向上することを確認する。

第3章では、物理的降雨予測手法としてNCAR(National Center for Atmospheric Research)で開発された局地気象モデルWRF(Weather Research and Forecasting)の適用検討を行う。局地気象モデルによる降雨予測の精度は選択する雲微物理モデルの影響を大きく受ける。実運用においては、モデルによって計算されたメッシュ毎の降雨予測値を活用するため、例えば1kmメッシュ毎の降雨予測値とメッシュ毎の降雨実績値を比較して評価することが多い。しかし、このような評価のみでは僅かな時間または空間的にずれているが実際の降雨現象をほぼ忠実に再現しているような計算結果を過小評価してしまう可能性がある。局地気象モデルの性能評価にあたっては、メソ対流系の構造を局地気象モデルによりどの程度再現できているかという観点での評価が重要である。本論文では、Wavelet解析を用いた降雨域発達ダイアグラムによりメソ対流系の構造の再現性を評価する手法を開発する。開発手法を代表的な雲微物理モデルによる計算結果に適用し、雲微物理モデルの違いによる降雨予測計算結果の違いをメソ対流系の再現性の観点から評価し、降雨成因毎の雲微物理モデルの適合性を評価する。次に、3次元変分法によるXRAIN観測データの同化手法を適用し、物理的降雨予測の精度向上検討を行う。最後に検討した手法を近畿地方の大雨事例に適用し、検証・評価を行う。

第4章では、2章および3章で開発した運動学的降雨予測手法および物理的降雨予測手法による降雨予測値を実時間においてより有効に活用するための検討を行う。予測開始直後は高精度であるが予測時短と共に急激に精度が低下する運動学的降雨予測手法と、予測開始直後の精度は運動学的予測手法に劣るものの予測時間に伴う予測精度の低下が緩やかな物理的降雨予測手法の出力値を合成することにより数時間先までの予測精度を向上させることが可能と考えられるため、両手法の出力値合成手法は数時間先までの降雨予測手法として現在も多く用いられている。運動学的降雨予測手法と物理的降雨予測手法の相対的な優位性は降雨状況や気象条件により異なると考えられるため、時々刻々各手法の相対的な

優位性を評価し、適切な合成係数を用いて合成を行うことで予測精度は向上すると考えられる。本論文では、実時間で得られる直近の予測誤差情報を用いて両手法の精度を評価し、両手法の出力値を合成する最適合成係数の同定原理の開発を行う。次に、開発した最適合成係数同定原理を実運用降雨予測システムで利用可能となるように簡略化を行い、開発した降雨予測値合成手法による降雨予測システムを構築し、近畿地方における大雨事例に適用し、開発手法の検証を行う。

第5章では、降雨予測情報が誤差を持つことを踏まえ、誤差幅を持った降雨予測値作成手法の検討を行う。運動学的降雨予測手法の誤差幅は、降雨スケール毎の移動ベクトル推定誤差に基づく手法と初期値アンサンブルによる手法により推定を行う。物理的降雨予測手法の誤差幅は、複数の雲微物理モデルにより WRF の計算を行うモデルアンサンブルにより推定を行う。次に、誤差幅を持った降雨予測情報の推定誤差幅が妥当であったかを評価する手法の検討を行い、誤差幅を持った降雨予測情報提供方法の検討を行う。更に、降雨予測情報が誤差を持つことを前提とした降雨予測情報提供システムの機能設計を行い、具体的な降雨予測情報提供システムの試作を行う。最後に、開発した降雨予測情報提供システムを用いたリアルタイムシミュレーションを行い開発したシステムの効果を実運用の観点から検証する。

図-1 に本論文の構成を示す。

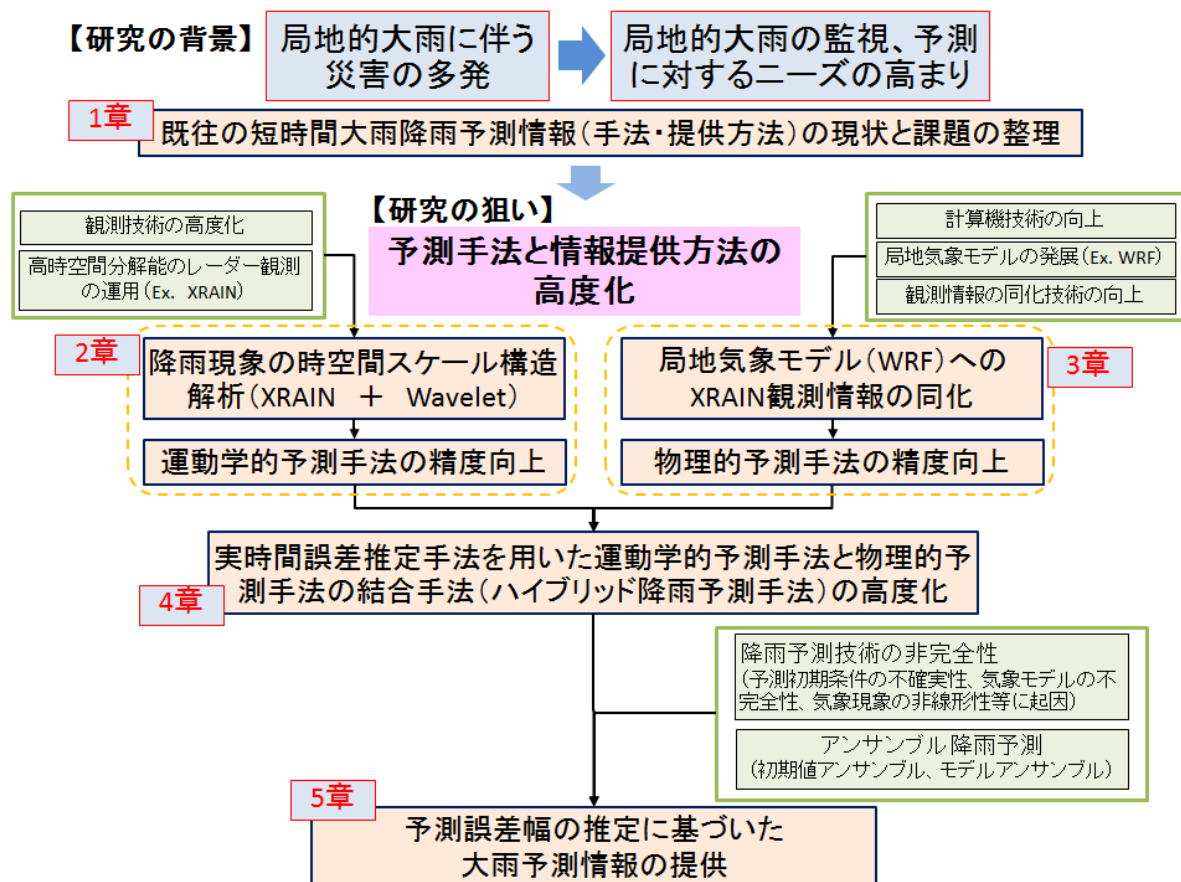


図-1 本論文の構成

緒論 参考文献

- 1)国土交通省ホームページ：洪水予報河川等の指定状況②
<http://www.mlit.go.jp/river/bousai/main/saigai/tisiki/syozaiti/pdf/yohousyuutikasen.pdf>, 2014.
- 2) 片岡幸毅、大東秀光、角田恵、池淵周一、中北英一、大石哲、藤田暁、高田望：山岳域の気象、降雨特性に関する実験的研究，水工学論文集，第 44 巻，pp.103-108，2000.
- 3) 藤田暁、大東秀光、上坂薫、椎葉充晴、立川康人、市川温：分布型流出モデルに基づくダム流入量実時間予測モデルについて，水工学論文集，第 45 巻，pp.115-120，2001.
- 4) 橋本徳昭、藤田暁、椎葉充晴、立川康人、市川温：分布型流出モデルに基づくダム流入量予測システムの構築，水工学論文集，第 50 巻，pp.289-294，2006.
- 5) 橋本徳昭、高田望、片岡幸毅、池淵周一：山岳域の電力ダムを対象とした降雨予測手法の実用化，ダム工学，Vol.16，No.4，pp.257-268，2006.
- 6) 橋本徳昭：山岳域の電力ダムを対象としたダム流入量予測技術の実用化に関する研究，京都大学工学研究科博士論文，pp.1-244，2006.

第 1 章 短時間大雨予測情報の現状と課題

1. 1 概説

本章では、短時間降雨予測手法の開発の歴史をレビューした上で、現在気象庁等の公共機関および民間気象会社により提供されている短時間降雨予測情報について、降雨予測手法および予測情報の提供方法を整理する。整理結果に基づき、現状の短時間降雨予測情報を大雨予測情報として活用する場合の課題について、予測手法と情報提供方法の両面から分析し、本論文により解決すべき課題を明らかにする。

1. 2 短時間降雨予測手法開発の歴史

降雨予測手法は、大きく運動学的予測手法と物理的予測手法に分類される。運動学的予測手法は、気象レーダーや気象衛星から降雨強度を推定し、降雨強度の平面分布を時間的に外挿することで短時間降雨予測を行う手法である。運動学的予測手法は 1970 年代から多くの手法が提案され、実用化されている。降雨強度の平面分布の外挿手法としては、以下のものがある。

- (1) 上層風を用いる手法¹⁾
- (2) 各降雨域の重心の移動速度により補外する手法²⁾
- (3) 時刻の異なる 2 枚の降雨強度分布の相互相関係数³⁾、関連係数⁴⁾、重み付き相関係数が最大となる移流ベクトルを推定して補外する手法⁵⁾
- (4) 変形テンソル⁶⁾や移流モデル^{1),7), 8)}、移流拡散^{9),10)}モデルなど二次元流体の解析手法を用いて移流ベクトルや発達・衰弱量を推定して補外する手法
- (5) 確率密度関数¹¹⁾や荷重関数¹²⁾を降雨分布に当てはめる手法、ニューラルネットワークを用いる手法¹³⁾

上記の運動学的降雨予測手法が実用上確実に利用出来るのは流域スケールで 1 時間先予測まで¹⁴⁾、都市域スケールでは 30 分先予測¹⁰⁾までとされている。レーダー観測情報を単に降雨分布と捉えるに留まらず、3 次元レーダー情報から水蒸気から降水粒子への変換やその変換に伴う熱力学過程などの物理的な過程を考慮することにより運動学的手法の限界を超えて 3~4 時間先までの予測を可能とする手法も提案されている^{15)~19)}。これらの手法では、熱力学過程や水分量の保存則等を考慮に入れた降雨の概念モデル(不安定場モデル)に基づいて降雨域の時間発展を予測するものであり、半物理的手法といえる。

物理的予測手法は、大気現象の物理法則に基づく手法であり、地球全体を計算対象とする全球モデルや全球モデルの計算結果を初期値・境界値として用いて限られた領域を計算するメソスケール局地気象モデルが存在する。短時間降雨予測に用いる物理的予測手法としては、メソスケール局地気象モデルが多く用いられる。メソスケール局地気象モデルは 1980 年代後半以降、世界の多くの研究機関、気象局等により開発が進められている。代表的なモデルとしては、オクラホマ大学で開発された ARPS (The Advanced Regional Prediction System)、コロラド州立大学で開発された RAMS (The Regional Atmospheric Modeling System)、米国大気研究センターを中心として開発された MM5(Meso-scale Model of 5th generation)とその後継モデルである WRF (Weather Research and Forecasting)、名古屋大学で開発された CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator)、日本の気象庁で開発された MSM

(Meso-Scale Model) 等がある。いずれも大気現象を支配する物理法則を記述する基礎方程式系を数値的に解くものである。メソスケール局地気象モデルによる予測計算には多くの計算機資源を必要とするため、モデルが開発され始めた 1990 年代には実時間で計算を行うためにはスーパーコンピュータ等の大型計算機が必要であったが、近年の計算機技術の向上により通常のパソコン等によってでも実時間での計算が可能となった。

運動学的予測手法と物理的予測手法を比較すると、一般的に、1 時間程度先までは運動学的予測手法

が有利であり、それ以降であると物理的予測手法が有利であると考えられている。従って、数時間先の予測を高精度に予測するためには両手法による予測値を合成係数により組み合わせて予測することが必要である。気象庁の降水短時間予報では、全国 13 領域毎に合成係数を同定し合成を行っている²⁰⁾。片岡他²¹⁾では、対象流域の過去の降水特性を詳細に解析して最適な合成係数を予め求めておき、それを合成予測（ハイブリッド降雨予測）に用いた。これらの合成手法による降雨予測値は日本国内の実時間降雨予測情報として実運用されている。

1. 3 現在提供されている大雨予測情報

ここでは、現在気象庁等の公共機関および民間気象会社により提供されている短時間降雨予測情報について、降雨予測手法および予測情報の提供方法を整理する。表 1.3.1 に整理対象とした短時間降雨予測情報の一覧を示す。

表 1.3.1 代表的な短時間降雨予測情報一覧

情報名 項目	降水短時間 予報	降水ナウキャ スト	高解像度降水 ナウキャスト	ハイブリッド 降雨予測	HRRR※1	STEPS※3
発表機関	気象庁	気象庁	気象庁	(株) 気象 工学研究所	NOAA※2	UKMO※4
情報提供対象	一般市民	一般市民	一般市民	ダム管理者	一般市民	一般市民
対象地域	日本全国	日本全国	日本全国	個々の ダム流域	アメリカ全土	イギリス全土
予測時間	6 時間	1 時間	30 分	6 時間	15 時間	6 時間
更新頻度	30 分	5 分	5 分	10 分	1 時間	1 時間
空間分解能	1km	1km	250m	2.5km	3km	4km
時間分解能	1 時間	5 分	5 分	10 分	1 時間	1 時間
予測誤差推定	—	—	○	—	—	○
情報提供開始時期	2005.7	2011.3	2014.8	2002.4	2010	2006
運動学的予測手法 の活用	○	○	○	○	—	○
物理的予測手法の 活用	○	—	○	○	○	○
レーダー観測情報 の同化	—	—	—	○	○	○
WEB 画面での 情報提供	○	○	○	○	○	○
数値情報提供	○	○	○	○	—	—
アラーム通知	—	—	—	—	—	—

※1：HRRR (High Resolution Rapid Refresh)

※2：アメリカ大気海洋庁 (National Oceanic & Atmospheric Administration)

※3：STEPS (Short-Term Ensemble Prediction System)

※4：イギリス気象庁 (United Kingdom Meteorological Office)

1. 3. 1 予測手法

以下に、表 1.3.1 に示した降雨予測情報の予測手法を記載する。

(1)降水短時間予報²⁰⁾

日本の気象庁が提供する降水短時間予報は、気象庁の合成レーダー情報を用いた運動学的降雨予測手法による予測値と気象庁の数値予報モデルである MSM の予測値を合成することにより行われている。2014 年 4 月以降は気象庁の数値モデルとして 5km メッシュで予測計算を行う MSM に加えて 2km メッシュで予測計算を行う LFM²²⁾の運用が開始されたため、2014 年 4 月以降は LFM の情報も加味して降水短時間予報が作成されている。LFM にはウィンドプロファイラデータやドップラーレーダー観測によるドップラー速度データ等の多くの観測データが同化されているが、レーダー観測によるレーダー反射因子は同化されていない。

運動学的降雨予測における雨域の移動予測は過去 1 時間程度の降雨域の移動や地上・高層の観測データから求めた移動ベクトルによる。合成係数は、全国 13 領域毎に同定され、日本全国を対象として 30 分毎に 6 時間先までの予測が行われている。

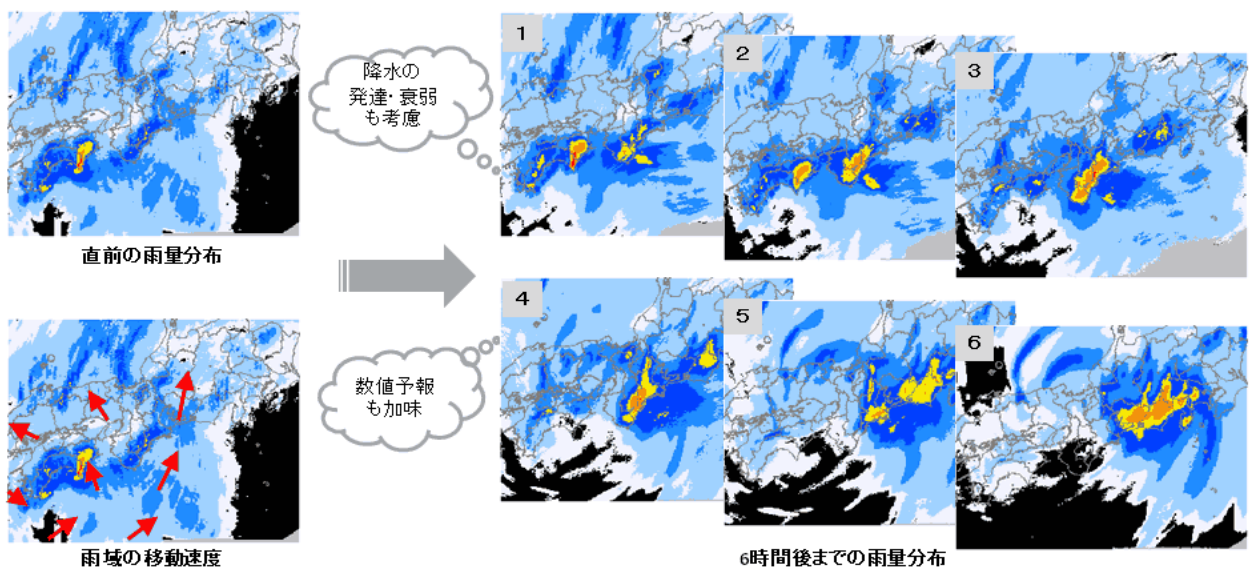


図 1.3.1 降水短時間予報の予測手法の概念図

(気象庁ホームページ : http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kotan_nowcast.html より抜粋)

(2)降水ナウキャスト

日本の気象庁が提供する降水ナウキャストは、(1)に示した降水短時間予報における運動学的予測手法により行われている。5分毎に1時間先までの予測が行われる。

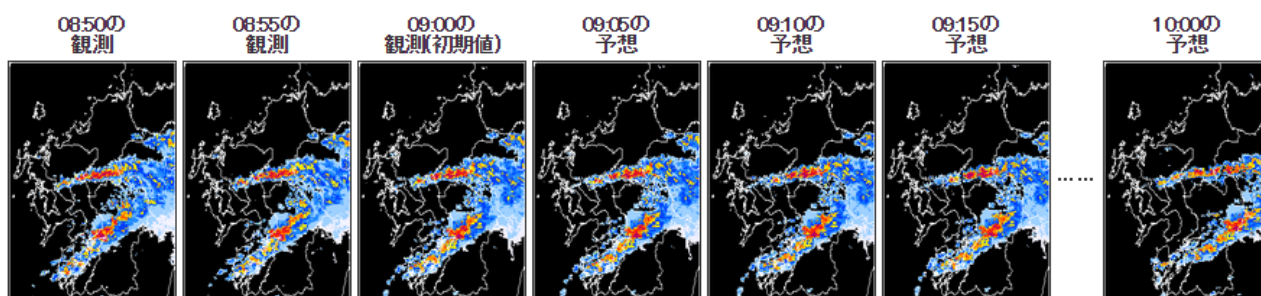


図 1.3.2 降水ナウキャストによる予測例

(気象庁ホームページ : http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kotan_nowcast.html より抜粋)

(3)高解像度降水ナウキャスト

高解像度降水ナウキャストでは、降水を3次元で予測する手法を導入し、予測前半では3次元的に降水分布を追跡する手法で、予測後半にかけて気温や湿度等の分布に基づいて雨粒の発生や落下等を計算する対流予測モデルを用いた予測に徐々に移行する。また、高解像度降水ナウキャストでは、積乱雲の発生予測も行っており、地表付近の風、気温、及び水蒸気量から積乱雲の発生を推定する手法と、微弱なレーダーエコーの位置と動きを検出して、積乱雲の発生を予測する手法により、積乱雲の発生位置を推定し、対流予測モデルを使って降水量を予測する。先30分先までは250mメッシュで、30～60分先までは1kmメッシュで予測を行う。また、60分先予測の積算予測雨量(R_p)に対して、 $R_p - E \sim R_p + 2E$ の間に予測積算雨量が入る確率が70%とする予測誤差幅(E)に関する情報も算出している。

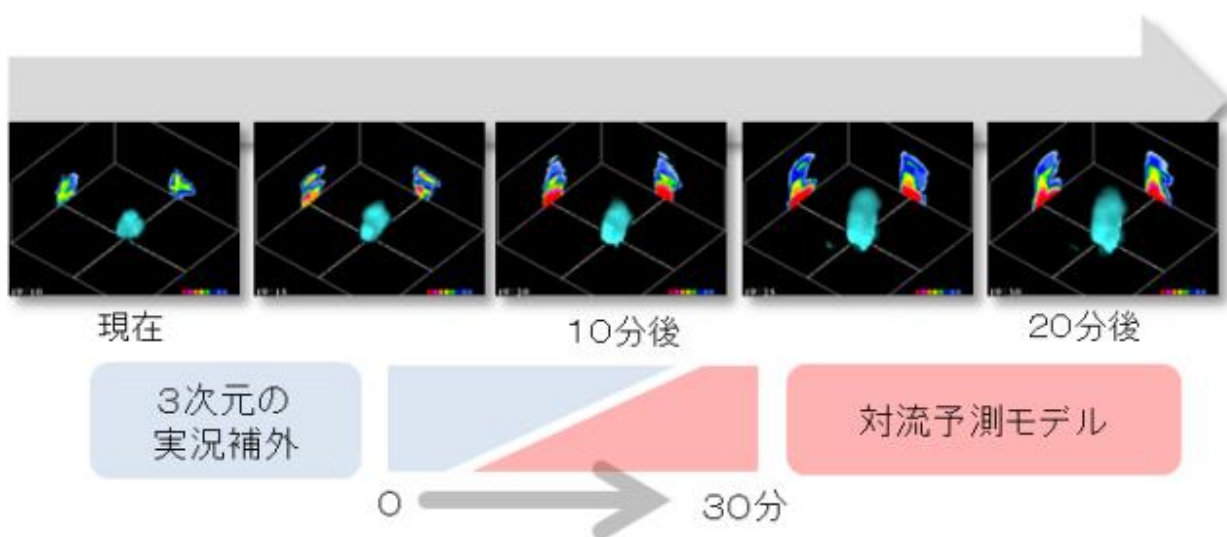


図 1.3.3 高解像度降水ナウキャストの予測手法の概念図

(気象庁ホームページ : http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/highres_nowcast.html より抜粋)

(4)ハイブリッド降雨予測

(株) 気象工学研究所が提供するハイブリッド降雨予測手法は、急峻な山岳域である黒部川ダム水系のダム流域を対象として開発された予測手法である。ハイブリッド降雨予測では、レーダー情報をベースとした運動学的降雨予測手法による降雨予測値と物理的手法による降雨予測値を予測時間に応じて設定した最適合成係数により合成する。ここで用いられている運動学的降雨予測手法には、山岳域特有の降雨気象特性を踏まえてモデル化された降雨発生過程、降雨発達過程が組み込まれている。

ハイブリッド降雨予測手法では、運動学的予測手法および物理的予測手法による降雨予測値の特性を詳細に分析し、両手法による予測値を合成する最適合成係数を予め求めておく。この合成係数を合成予測（ハイブリッド降雨予測）に用いている。特定のダム流域、河川流域を対象として、10分毎に6時間先までの予測が行われる。

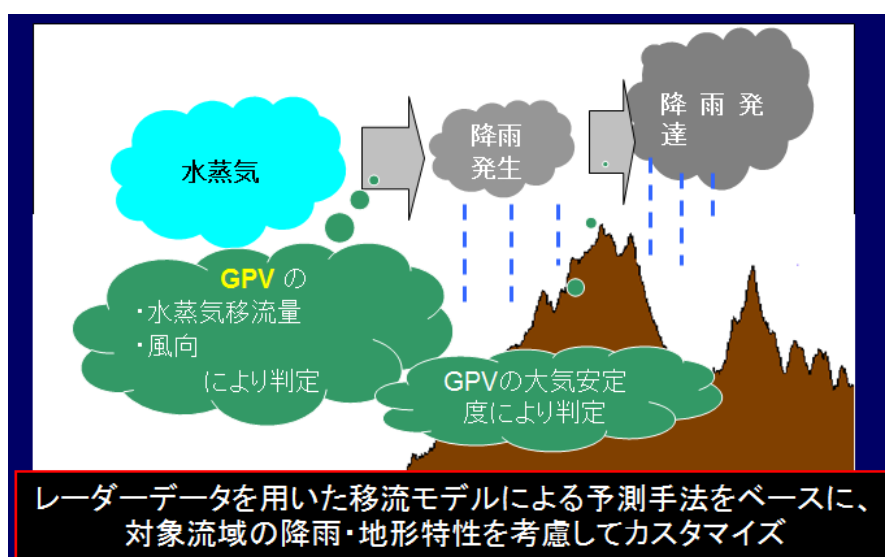


図 1.3.4 ハイブリッド降雨予測における運動学的予測手法の概念図

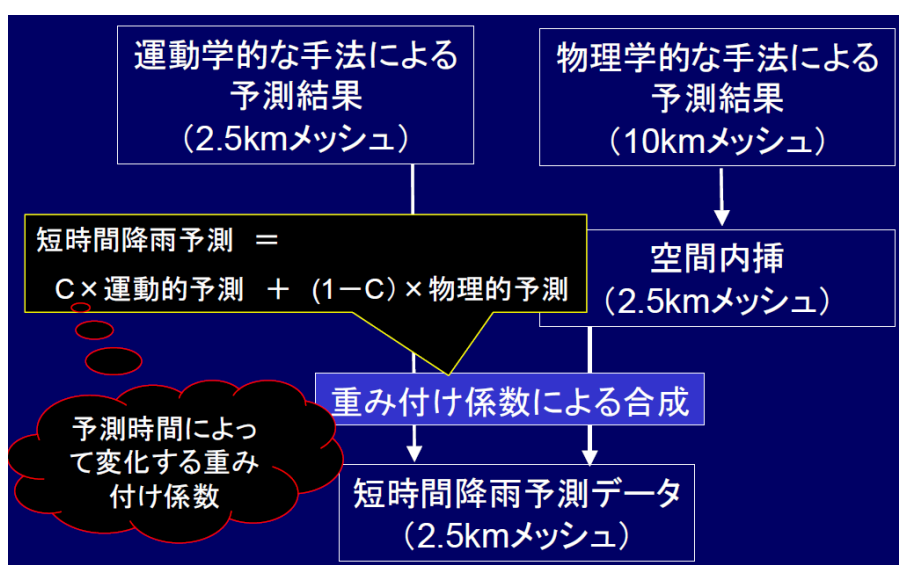


図 1.3.5 ハイブリッド降雨予測における予測値作成方法の概念図

(5)HRRR

アメリカ大気海洋庁（NOAA）が提供している HRRR（High Resolution Rapid Refresh）では、3km メッシュのレーダー観測から得られるレーダー反射因子およびドップラー速度のデータを 15 分毎に局地気象モデル WRF に同化している。運動学的予測手法と物理的予測手法の合成は行われていない。これは、レーダー観測情報を同化することにより局地気象モデルの初期値の精度が十分に向上するため、予測開始直後でも局地気象モデルによる予測精度は運動学的予測手法によるものと遜色ないと考えられているか、もしくは運動学的予測手法が物理的予測手法に対して有利と考えられる 1 時間程度先までの降雨予測の必要性が低いためであると推察される。米国全土を対象として 1 時間更新で 15 時間先までの予測が行われている。

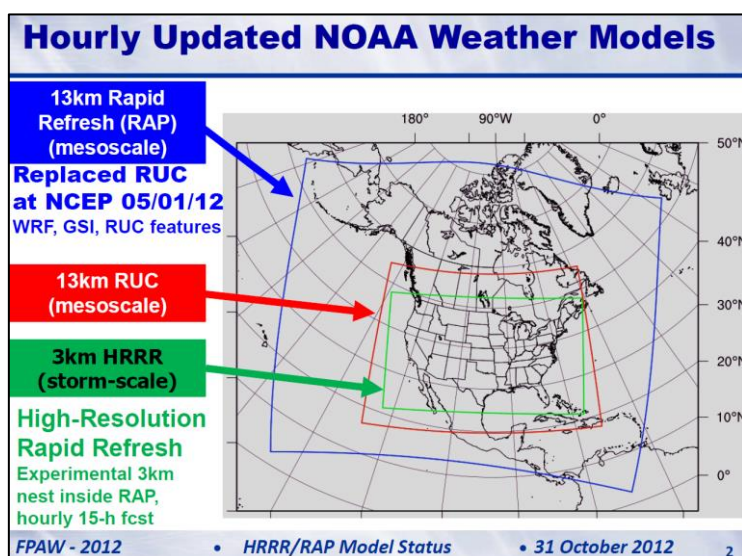


図 1.3.5 HRRR の計算領域

(<https://www.ral.ucar.edu/general/fpaw2012/Presentations/Benjamin-.pdf> より抜粋)

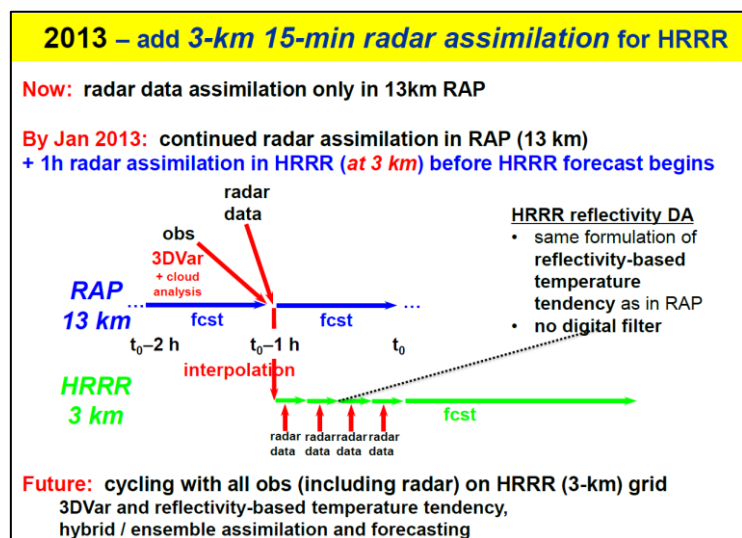


図 1.3.6 HRRR の計算スケジュールの模式図

(<https://www.ral.ucar.edu/general/fpaw2012/Presentations/Benjamin-.pdf> より抜粋)

(6)STEPS²³⁾

イギリス気象庁（UKMO）が提供している STEPS（Short-Term Ensemble Prediction System）では、レーダー情報をベースとした運動学的降雨予測手法と物理的予測手法による予測値を合成して予測が行われている。運動学的予測は 4km 格子、物理的予測は 12km 格子で計算する。運動学的降雨予測に予測結果は空間的にスケール分離された上で、ランダムな誤差を加味することでアンサンブルメンバーが生成される。物理的予測による予測結果は統計的な手法により 2km 格子にダウンスケーリングされ、運動学的予測結果と合成することで最終的な予測値が得られる。図 1.3.7 に STEPS による降雨予測分布作成の模式図を示す。STEPS では、アンサンブル予測を行っているため、予測の誤差幅を考慮した確率的な予測表現が可能である。

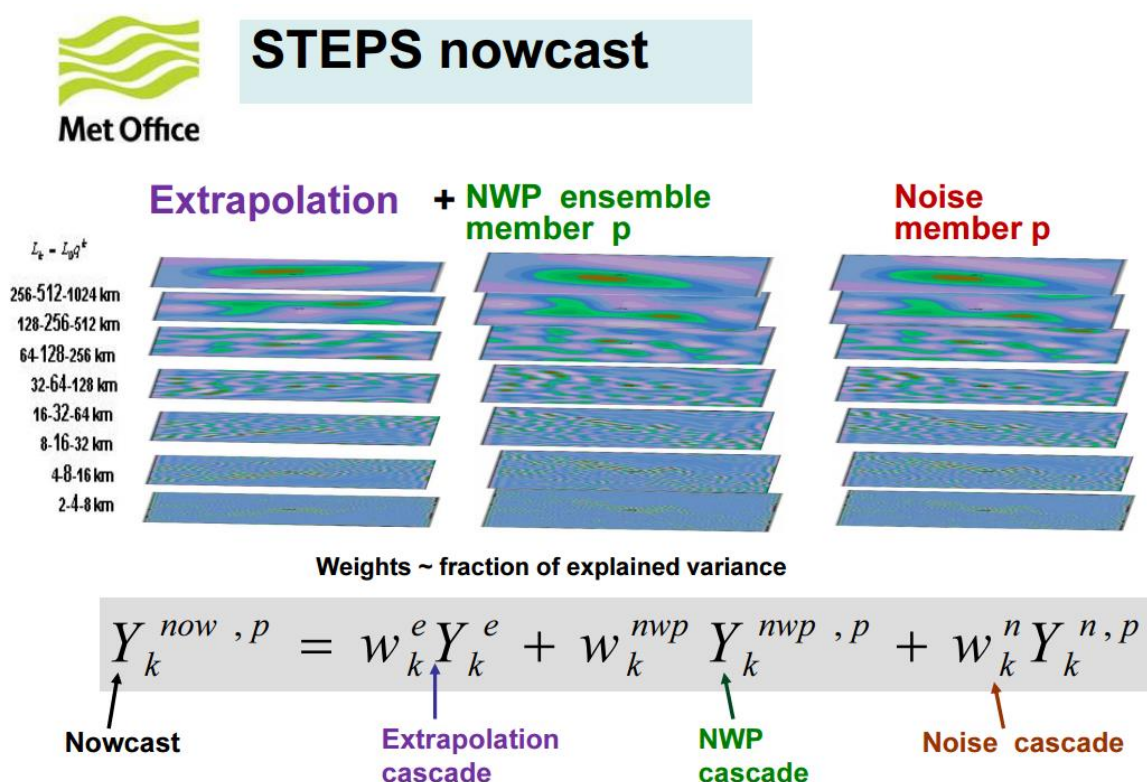


図 1.3.7 STEPS の降雨予測分布作成の模式図

(http://www.hydrology.org.uk/assets/bhssw_files/c.pierce_20140507.pdf より抜粋)

1. 3. 2 情報提供方法

以下に、表 1.3.1 に示した降雨予測情報の提供方法を記載する。

(1)降水短時間予報

以下に気象庁の降水短時間予報の提供画面例を示す。図 1.3.7 に示すように、気象庁ホームページでは降雨強度の階級別に色分けした降雨分布図が提供されているが、1km メッシュで計算されている 1 時間毎の雨量予測値は表示されない。1km メッシュ毎の雨量予測値は民間の気象会社へは提供されているため、民間の気象会社ではこの雨量予測値を図 1.3.8 に示すような時系列グラフなどして提供を行っている。

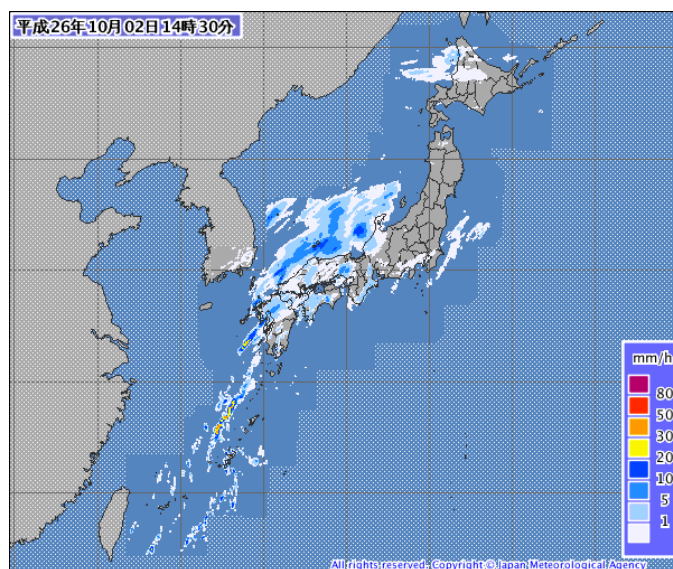


図 1.3.7 気象庁ホームページによる降水短時間予報の提供画面

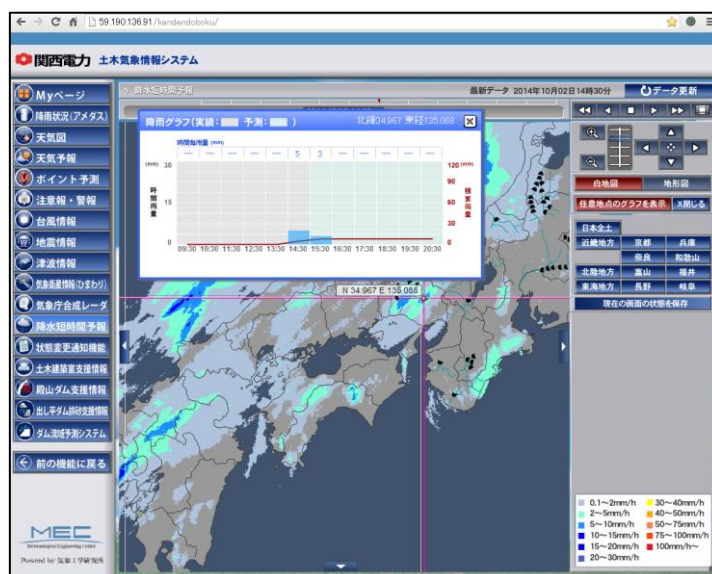


図 1.3.8 民間気象会社による降水短時間予報の提供画面の例

(2)降水ナウキャスト

以下に気象庁の降水ナウキャストの提供画面例を示す。降水短時間予報と同じように、気象庁ホームページでは降雨強度の階級別に色分けした降雨分布図が提供されているが、1km メッシュで計算されている雨量予測値は表示されないが、民間の気象会社ではこの雨量予測値を時系列グラフするなどして提供を行っている。

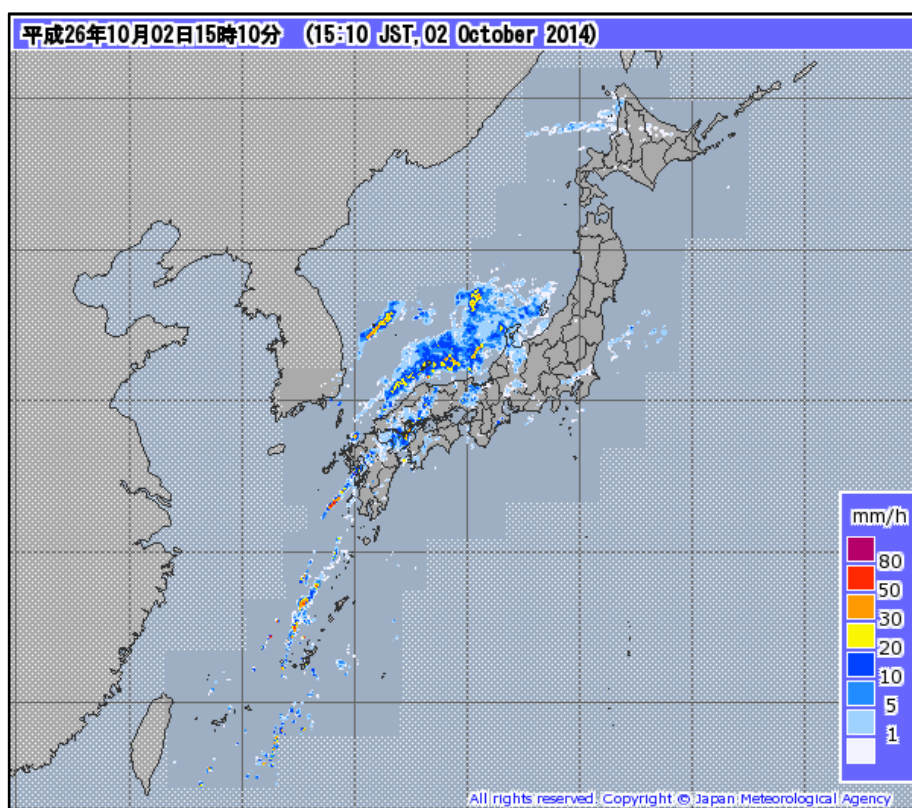


図 1.3.9 気象庁ホームページによる降水ナウキャストの提供画面

(3)高解像度降水ナウキャスト

以下に気象庁の高解像度降水ナウキャストの提供画面例を示す。降水短時間予報、降水ナウキャストと同じように、気象庁ホームページでは降雨強度の階級別に色分けした降雨分布図が提供されているがメッシュ毎の雨量予測値は表示されない。ただし、降水短時間予報、降水ナウキャストとは異なり、図 1.3.10 の右図に示すように、詳細なズームアップ機能、河川流路や鉄道との重ね合せ等、多くの表示機能を有している。

前項で述べたように、高解像度ナウキャストでは、60 分先予測の 60 分積算予測雨量 (R_p) に対して、 $R_p - E \sim R_p + 2E$ の間に予測積算雨量が入る確率が 70%とする予測誤差幅に関する情報も算出しているが、この予測誤差幅に関する情報は気象庁ホームページでは提供されていない。民間気象会社には予測誤差幅のデータ配信されているため、今後、民間の気象会社により予測誤差幅を持った情報が提供される可能性はある。図 1.3.11 に民間気象会社への高解像度ナウキャストの配信データを用いた降雨分布検証例を示す。

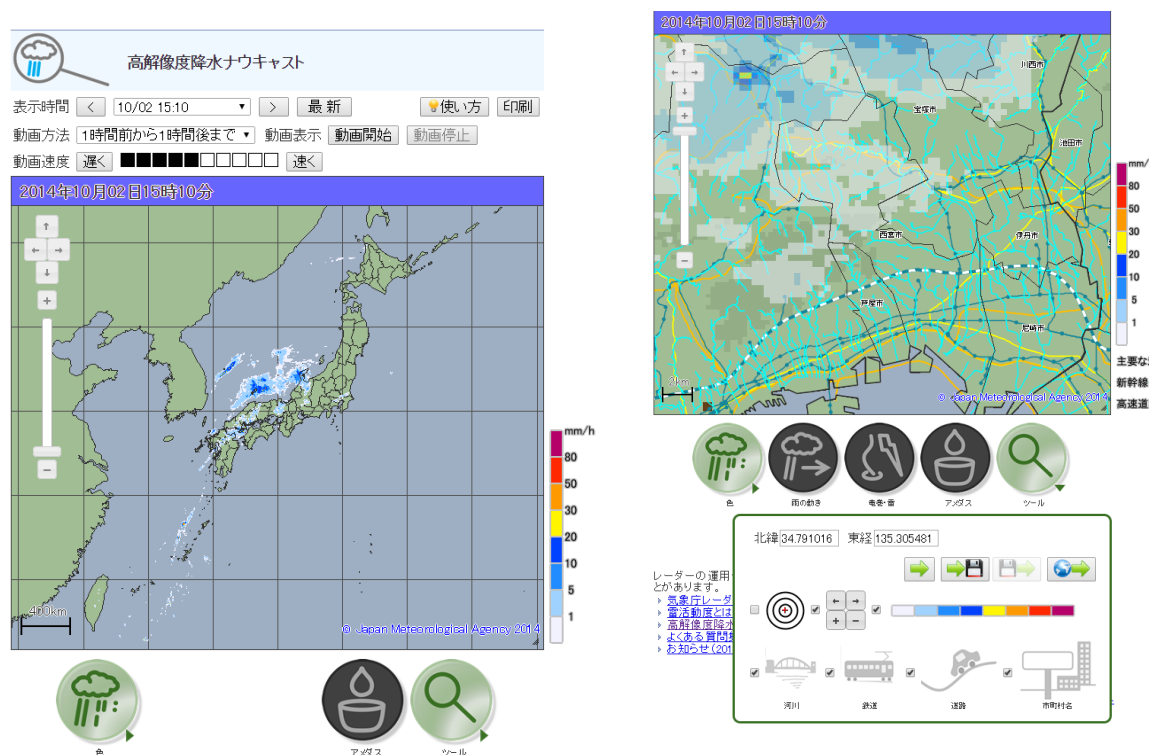


図 1.3.10 気象庁ホームページによる降水ナウキャストの提供画面

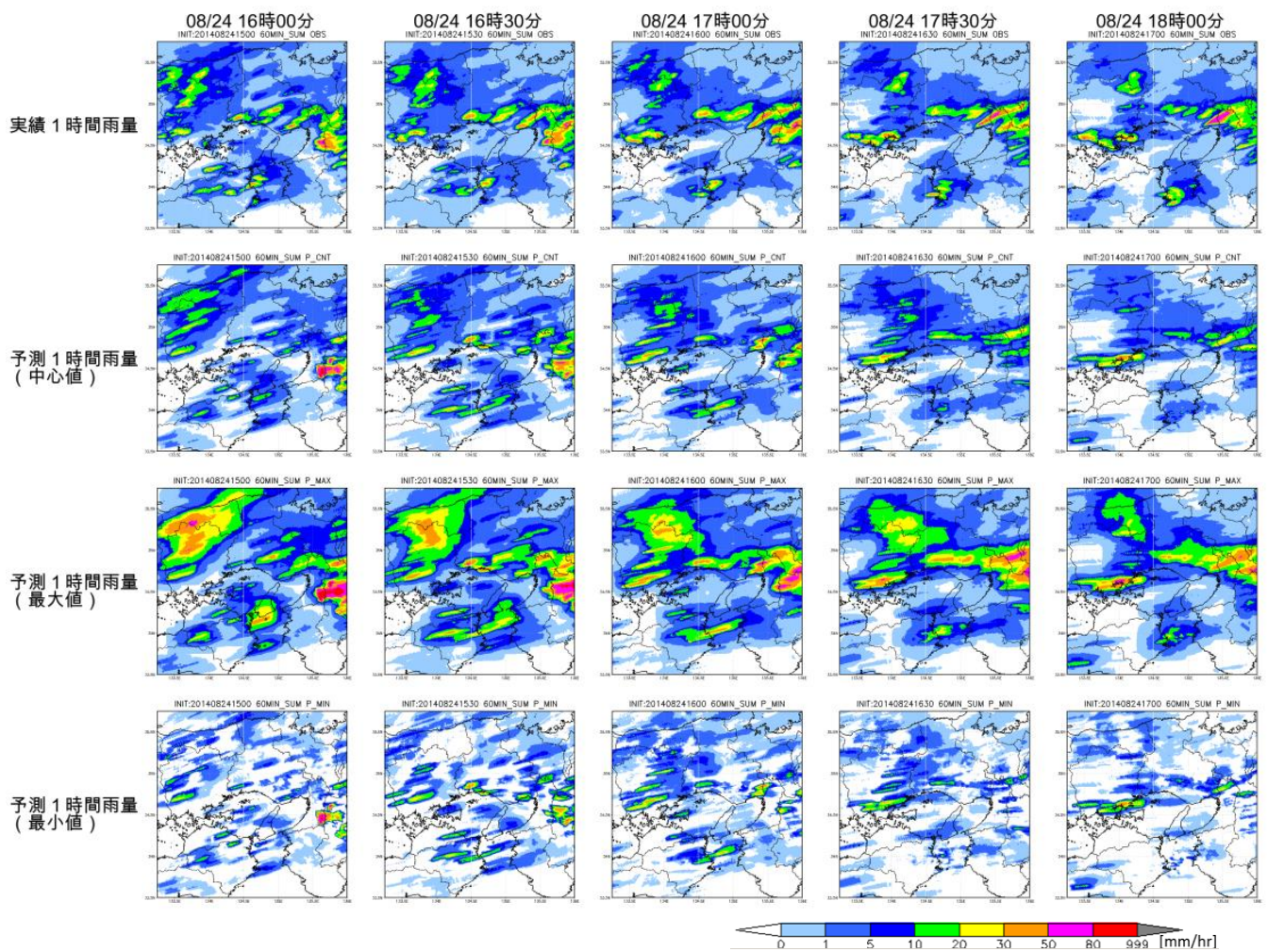


図 1.3.11 気象庁高解像度ナウキャストの民間気象会社への配信データを用いた降雨分布検証例
(民間気象会社への配信データには予測雨量の適中率 70%を想定した最大値、最小値も含まれる)

(4)ハイブリッド降雨予測

以下に（株）気象工学研究所が提供しているハイブリッド降雨予測情報の提供画面例として黒部川水系の例を示す。黒部川水系のハイブリッド降雨予測システムは、分布型流出予測システムと連携しているため、図 1.3.12 に示す降雨分布図に加えて、図 1.3.13 に示すようなダム流域降雨量およびダム流入量時系列グラフとこれらのデータの一覧表による情報提供も行っている。

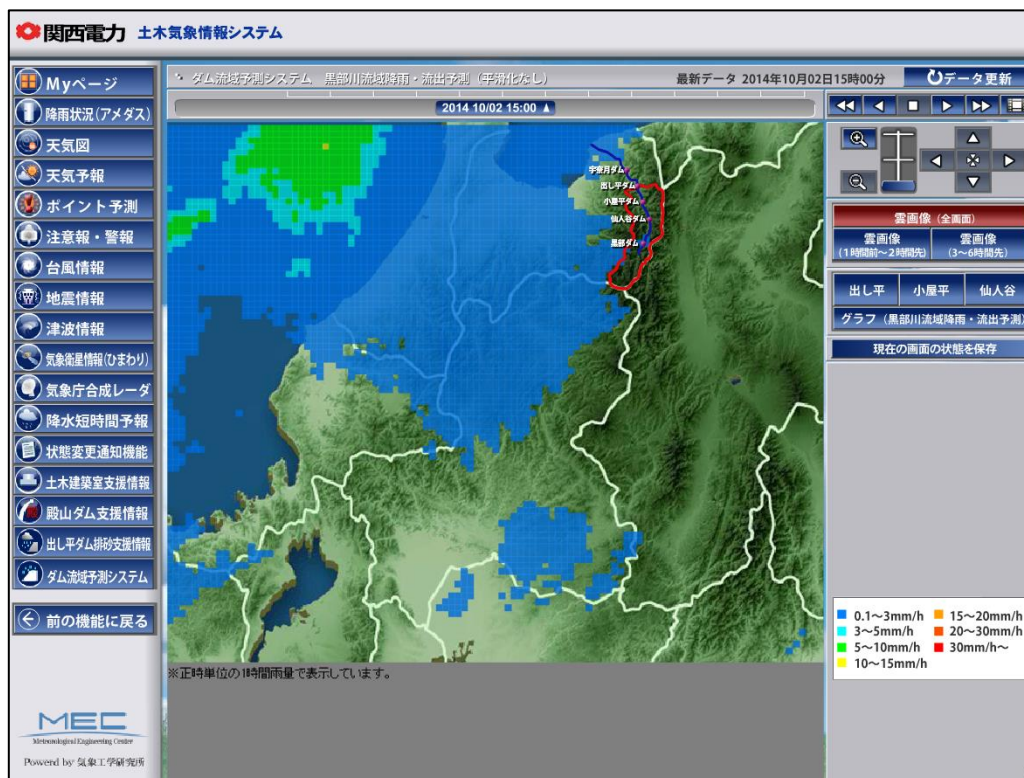


図 1.3.12 ハイブリッド降雨予測の提供画面例（降雨分布図）

予測開始時刻:2014年10月2日15時10分



出し平ダム[流入量 (m³/s)]							出し平ダム[流域平均雨量 (mm/h)]						
月日時 分	00	10	20	30	40	50	月日時 分	00	10	20	30	40	50
10/01 15	49.6	53.8	49.6	53.8	49.6	49.6	10/01 15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 16	49.6	53.7	53.7	49.6	49.6	49.5	10/01 16	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 17	53.7	49.0	48.4	48.4	48.4	44.2	10/01 17	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 18	48.4	44.1	52.5	48.3	48.3	52.6	10/01 18	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 19	48.4	52.6	48.4	52.6	52.6	52.6	10/01 19	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 20	48.5	52.6	52.6	48.4	52.7	52.6	10/01 20	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 21	48.4	52.7	47.1	47.6	51.7	50.3	10/01 21	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 22	50.4	46.2	50.5	46.3	50.6	41.9	10/01 22	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/01 23	46.1	42.0	37.4	36.9	37.0	23.8	10/01 23	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 00	17.4	17.4	17.4	21.6	17.3	17.3	10/02 00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 01	17.3	21.6	21.6	21.6	17.3	17.3	10/02 01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 02	17.3	21.6	17.3	21.5	17.2	17.2	10/02 02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 03	21.5	17.2	17.2	13.0	17.2	17.2	10/02 03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 04	17.2	17.3	21.6	17.3	17.2	17.2	10/02 04	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 05	17.2	17.2	21.4	17.2	21.4	17.2	10/02 05	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 06	18.2	18.3	14.1	18.2	18.5	14.5	10/02 06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 07	22.6	18.5	18.5	18.5	18.4	18.4	10/02 07	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 08	30.4	38.6	34.7	38.7	46.8	47.3	10/02 08	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 09	41.6	35.6	36.1	40.9	41.0	44.9	10/02 09	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 10	45.1	45.2	45.2	49.2	49.2	49.4	10/02 10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 11	53.7	49.4	49.5	53.7	45.2	49.4	10/02 11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 12	49.4	49.5	49.5	45.3	49.5	49.5	10/02 12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 13	49.5	53.8	45.3	49.5	49.5	49.5	10/02 13	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 14	49.5	49.6	53.8	45.3	49.5	49.6	10/02 14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10/02 15	49.6	53.9	51.9	52.1	52.2	52.4	10/02 15	0.0	0.0	0.2	0.4	0.5	0.7
10/02 16	52.5	52.6	52.7	52.8	52.9	52.9	10/02 16	0.3	1.1	0.7	0.7	0.8	0.8
10/02 17	53.0	53.0	53.1	53.1	53.2	53.2	10/02 17	0.9	0.9	0.6	0.6	0.6	0.6
10/02 18	53.3	53.3	53.4	53.5	53.6	53.7	10/02 18	0.6	0.6	0.3	0.3	0.3	0.3
10/02 19	53.8	53.9	54.0	54.1	54.2	54.4	10/02 19	0.3	0.3	1.2	1.2	1.2	1.2
10/02 20	54.5	54.6	54.7	54.8	54.9	55.0	10/02 20	1.2	1.2	0.2	0.2	0.2	0.2
10/02 21	55.0	55.2					10/02 21	0.2	0.2				

【流出計算に用いられた黒部ダムバルブ放流量 (m³/s)】							【流出計算に用いられた黒四発電所使用水量(m³/s)】						
月日時 分	00	10	20	30	40	50	月日時 分	00	10	20	30	40	50
10/02 15	*****	*****	100	100	100	100	10/02 15	*****	*****	28.9	28.9	28.9	28.9
10/02 16	10.0	10.0	100	100	100	100	10/02 16	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
10/02 17	10.0	10.0	100	100	100	100	10/02 17	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
10/02 18	10.0	10.0	100	100	100	100	10/02 18	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
10/02 19	10.0	10.0	100	100	100	100	10/02 19	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
10/02 20	10.0	10.0	100	100	100	100	10/02 20	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9
10/02 21	10.0	10.0					10/02 21	28.9	28.9				

図 1.3.13 ハイブリッド降雨予測の提供画面例
(流域平均雨量とダム流入量の時系列グラフ (上段) と数表)

(5)HRRR

以下に NOAA が提供している HRRR の WEB 画面例を示す。図 3.1.14 の下段に示すように HRRR の提供画面では降水量分布に併せて地上気圧、1000-500hPa 間の層厚も表示されている。また、図 3.1.14 の上段に示すように専門性の高い多くの気象要素から表示項目を選択する画面となっており、気象の専門家向けの情報提供画面となっている。

			All times	Loop	Valid Time																
					Sat 05	Sat 06	Sat 07	Sat 08	Sat 09	Sat 10	Sat 11	Sat 12	Sat 13	Sat 14	Sat 15	Sat 16	Sat 17	Sat 18	Sat 19	Sat 20	
					Forecast																
					00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	
all fields					00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	all fields
1 km agl reflectivity	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	1 km agl reflectivity
composite reflectivity	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	composite reflectivity
max 1 km agl reflectivity	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	max 1 km agl reflectivity
surface CAPE	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	surface CAPE
surface CIN	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	surface CIN
mixed CAPE	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	mixed CAPE
most unstable CAPE	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	most unstable CAPE
most unstable layer CAPE	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	most unstable layer CAPE
best LI	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	best LI
LCL	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	LCL
0-1 km shear	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	0-1 km shear
0-6 km shear	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	0-6 km shear
0-1 km helicity, storm motion	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	0-1 km helicity, storm motion
0-3 km helicity, storm motion	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	0-3 km helicity, storm motion
2-5 km max updraft helicity	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	2-5 km max updraft helicity
lightning	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	lightning
max vert int graupel	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	max vert int graupel
max 10m wind	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	max 10m wind
10m wind	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	10m wind
10m wind gust	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	10m wind gust
80m wind	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	80m wind
2m temp	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	2m temp
2m dew point	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	2m dew point
surface pressure	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	surface pressure
precipitable water	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	precipitable water
1h precip	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	1h precip
total acc precip	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	total acc precip
precip type	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	precip type
850mb temp	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	850mb temp
850mb wind	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	850mb wind
700mb temp	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	700mb temp
mean vvel	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	mean vvel
max updraft	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	max updraft
max downdraft	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	max downdraft
visibility	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	visibility
total cloud cover	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	total cloud cover
low-level cloud cover	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	low-level cloud cover
mid-level cloud cover	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	mid-level cloud cover
high-level cloud cover	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	high-level cloud cover
ceiling	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	ceiling
echotop height	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	echotop height
radar/VIL	✓	✓			00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	radar/VIL

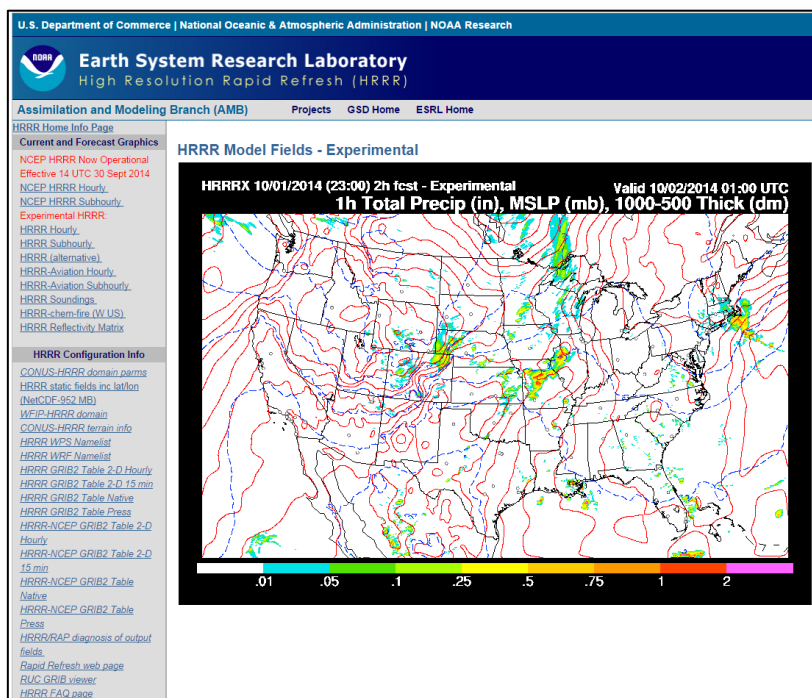


図 3.1.14 HRRR の提供画面例（上段：表示項目選択画面 下段：地上降水量分布表示）
（ <http://rapidrefresh.noaa.gov/HRRR/> ）

(6) STEPS

以下にイギリスの気象局が提供している STEPS の WEB 画面例を示す。図 3.1.15 に示すように降雨分布図が表示される。前項で示したように、STEPS ではアンサンブル予測により予測誤差情報も算出しているはずであるが、一般公開用 WEB での情報提供画面では予測誤差情報は表示されていない。

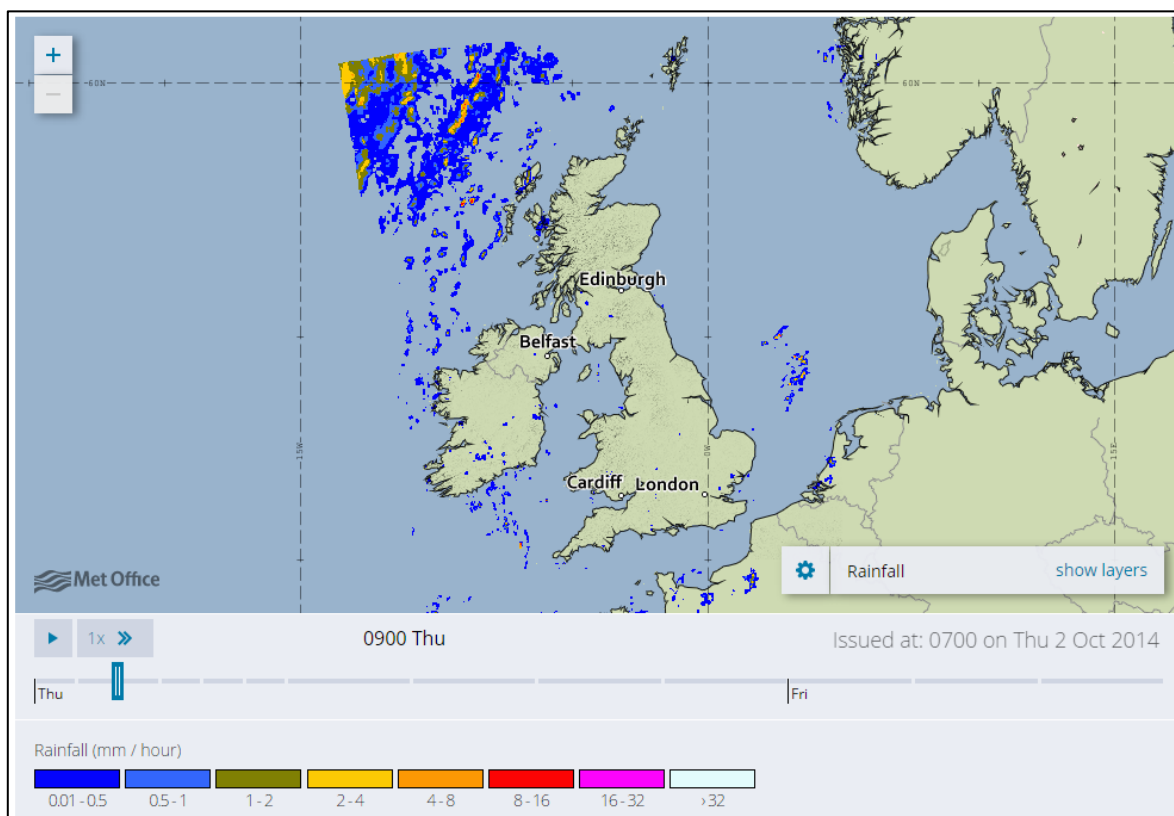


図 3.1.15 STEPS の提供画面例
(<http://www.metoffice.gov.uk/public/weather/forecast/map>)

1. 4 現状の短時間大雨予測情報の課題

前節で整理した、短時間降雨予測情報の予測手法および予測情報提供方法の現状を踏まえ、これらの情報を大雨予測情報として活用するにあたっての課題を予測手法、および情報提供方法の両面から述べる。

1. 4. 1 予測手法

予測手法に関しては以下のような課題があると考えられる。

- ・ 降水短時間予報、降水ナウキャスト、ハイブリッド降雨予測、**HRRR** では降雨予測が決定論的に行われている。しかし、降雨予測には必ず誤差を伴うと想定され、さらに想定される誤差の程度は現象毎に異なると考えられる。従って、高解像度ナウキャスト、**STEPS** のように誤差幅を想定した予測手法とすることが望ましいと考えられる。
- ・ 降水短時間予報やハイブリッド降雨予測、**STEPS** のように運動学的降雨予測手法と物理的予測手法による予測値を合成することにより予測を行う場合、両手法の優位性が気象現象により異なると考えられるのでその点を考慮した最適な合成手法とする必要がある。
- ・ 気象庁の高解像度ナウキャストは高時空間分解能のレーダー観測情報を取込んだ運動学的降雨予測手法をベースとしつつ、物理過程を考慮の上、気温、水蒸気情報を用いて積乱雲の発生をモデル化しており、30分先までを対象とした場合には有効性が高いと考えられる。一方、1~3時間程度先までを予測する場合には、高解像度ナウキャストで考慮している物理過程よりも詳細な過程をメソスケール局地気象モデルによって計算する必要があると思われる。

1. 4. 2 情報提供方法

情報提供方法に関しては、以下に示す課題がある。

- ・ 日本の気象庁のホームページ、NOAA による HRRR の WEB 表示画面、イギリスの気象局による STEPS の WEB 画面のように降雨分布図のみの表示では、利用者が定量的な降雨予測値を得ることが出来ないため、降雨予測情報を活用した具体的な防災、減災に向けた行動に結びつけることが難しい。
- ・ ハイブリッド降雨予測による降雨予測情報提供例のように、決定論的な手法による予測結果を定量的に提供すると予測の更新の度に予測値が大きく変動し、ユーザーにとって利用しにくい情報となってしまう。特に、降雨予測値を流出モデルへの入力値として用いた場合、予測ピーク流量（または水位）の値が予測の度に大きく変動（例えば、避難判断水位を超過、非超過、超過・・・を繰り返すなど）し、利用者にとって使いにくい情報となってしまう可能性がある。
- ・ 日本の気象庁の高解像度ナウキャストやイギリスの気象局の STEPS のように、予測計算システムとしては予測の幅を算出している場合でも一般向けの情報提供には予測の誤差幅は提供されていない。日本国内においては、河川管理者や地方自治体の防災担当者向けの情報においても予測の誤差幅は提供されていない。これは、誤差幅を持った情報として予測情報を提供することにより、予測の信頼性（利用価値）が低下する可能性を危惧しているためと思われるが、予測の誤差幅を含めた情報として降雨予測情報を利用者に理解していただいた上で情報提供することが重要であると考えられる。

1. 5 結語

本章では、短時間降雨予測手法の開発の歴史をレビューした上で、現在気象庁等の公共機関および民間気象会社により提供されている短時間降雨予測情報について、降雨予測手法および予測情報の提供方法を整理する。整理結果に基づき、現状の短時間降雨予測情報を防災および減災を目的とした大雨予測情報として活用する場合の課題について、予測手法と情報提供方法の両面から分析し、本論文により解決すべき課題を論じた。本章を要約すると、次の通りである。

短時間予測の歴史を踏まえ、現在提供されている短時間降雨予測情報の予測手法をみると、観測情報の高度化や計算機技術、気象モデルの開発等の技術的進展を的確に取り込んだ降雨予測手法が活用されていると総括することが出来る。しかしながら、降雨予測情報が誤差を持つことを想定した予測手法となっていない手法がある点や、レーダー観測情報を同化することによる精度向上方策を適用していない手法がある点等が課題としてあげられる。

降雨予測情報の提供方法においては、一般市民向けの WEB 情報提供では降雨分布図による定性的な表現にとどまっている。この情報をもとに防災および減災に向けた行動をとることは難しいと思われる。また、ダム管理者等の個別ユーザーに提供される画面においては、定量的な降雨予測値が表示されているが、降雨予測情報が持ちうる予測誤差幅が表示されていない点が課題であると思われる。いかに降雨予測技術化高度化したとしても、完全な降雨予測値を常時出力することは不可能であること、降雨予測の困難さは降雨原因等の気象条件による時々刻々変化することを勘案し、利用者の理解の上で予測の誤差幅を含めた定量的な降雨予測値を提供することが重要であると考えられる。

第1章 参考文献

- 1) 立木良三・牧野義久:デジタル化されたエコーパターンの予測への利用, 研究時報, Vol.26, pp.188-199, 1974.
- 2) Wilk, K. E. and Gray, K. C. : Processing and Analysis Techniques Used with the NSSL Weather Radar System, Proc. 14th Radar Met. Conf., pp.369-374, 1970.
- 3) Austin, G. L. and Bellon, A. : The Use of Digital Weather Record for Short-Term Precipitation Forecasting, Q. J. R. Met. Soc., Vol. 100, pp. 658-664, 1974.
- 4) 大倉 博・石崎勝義・中尾宏臣・森本陸世:レーダー雨量計を用いた短時間降雨予測, 第27回水理講演会論文集, 土木学会, pp. 349-354, 1983.
- 5) 高棹琢馬・椎葉充晴・中北英一:レーダー雨量計による短時間降雨予測の検討, 京大防災研年報, 第26号B-2, pp.165-180, 1983.
- 6) 竹内邦良:雨域・雨量強度分布変化の短時間予測, 第22回水理講演会論文集, 土木学会, pp.161-168, 1978.
- 7) 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一:移流モデルによる短時間降雨予測の検討, 第28回水理講演会論文集, 土木学会, pp.349-354, 1984.
- 8) Takasao, T. and Shiiba, M. : Development of technique for on-line forecasting of rainfall and runoff, Natural Disaster Science, 6, No2, pp.83-112, 1985.
- 9) 森山聡之・平野宗夫・河原田寿紀:移流拡散モデルによる短時間降雨予測, 第29回水理講演会論文集, 土木学会, pp.209-214, 1985.
- 10) 河村 明・神野健二・Niemczynowicz, J. ・Berndtsson, L. ・Larson, M. : 短時間都市規模地上降雨の時空間特性と実時間予測について, 水工学論文集, 第35巻, pp.63-68, 1991.
- 11) 下垣 久・室田 明・江藤剛治:雨量観測データによる降雨分布の解析とそのオン・ライン予測, 第22回水理講演会論文集, 土木学会, pp.169-174, 1978.
- 12) 日野幹雄:‘仮想荷重法’による降雨の短時間予測, 第29回水理講演会論文集, 土木学会, pp.203-208, 1985.
- 13) Kojiri, T., Nishimura, S. and Fujiyoshi, Y. : Prediction of snowfall with Doppler radar data and

neural networks, Proc. of III Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, San Paulo, Brazil, pp.467-466, 1995.

- 14) 吉野文雄・水野雅光・兪 朝夫：雨域追跡法による短時間降雨予測の精度，第 31 回水理講演会論文集，土木学会，pp.209-214, 1987.
- 15) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3 次元レーダーを利用した降雨予測手法の開発，第 34 巻，土木学会，pp.91-96, 1990.
- 16) Nakakita, E., Shiiba, M., Ikebuchi, S. and Takasao, T. : Advanced Use into Rainfall Prediction of Three-dimensionally Scanning Radar, Stochastic Hydrology and Hydraulics, 4, pp.135-150, 1990.
- 17) Nakakita, E., Ikebuchi, S., Sawada, N., Shiiba, M. and Takasao, T. : A Short-term Rainfall Prediction Method Using Reflectivity Detected by Three-dimensionally Scanning Radar, Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar (to be published in a conference book), F1(10pages), 1992.
- 18) 中北英一・杉本総一郎・池淵周一・中村徹立・奥田昌弘・山路昭彦・高棹琢馬：3 次元レーダー及び GPV データを用いた短時間降雨予測手法，水工学論文集，第 40 巻，土木学会，pp.303-308, 1996.
- 19) Nakakita, E., Ikebuchi, S., Nakamura, T., Kanmuri, M., Okuda, M., Yamaji, A. and Takasao, T. : Short-term Rainfall Prediction Method Using a Volume Scanning Radar and GPV data from Numerical Weather Prediction, Journal of Geophysical Reserch, Vol.101, No.D21, pp.26,181-26,197, 1996.
- 20) 気象庁予報部,新しい数値解析予報システム,数値予報課報告・別冊第 47 号,pp.36-37,2000 年 10 月
- 21) 片岡幸毅, 安岡恒人, 小久保鉄也, 高田 望：急峻な山岳域を対象とした短時間降雨予測手法の開発,電力土木,No.316,pp1-5,2005.
- 22) 気象庁予報部数値予報課：局地モデル (LFM) の特性と利用上の留意点について， 気象等の情報を扱う事業者等を対象とした講習会 講習資料 ,2013 年 11 月 ,
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu131120/shiryou1.pdf>
- 23) Bowler, N. E., Pierce, C. E., and Seed, A. W.: STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol.132, pp.2127-2155, 2006.

第2章 降雨現象の階層構造を考慮した運動学的降雨予測手法の開発¹⁾

2. 1 概説

本章では、2010 年以降に国土交通省から提供されるようになった、時間分解能 1 分、空間分解能 250m の高解像度の気象レーダー観測値 (XRAIN) を用い、降雨現象のスケール階層構造を考慮した運動学的降雨予測手法の開発を行う。降雨現象がスケール階層構造を持つことは以前から知られている。図 2.1.1 に降雨現象のスケール階層構造の模式図を示す。図に示されているように数 100km スケールの線状降水帯の降水システムは、複数のメソ対流系から構成され、個々のメソ対流系は複数の積乱雲から構成される。本研究では、高解像度レーダーによりメソ対流系の内部構造の解析が可能となったことに着目し、新たな降雨予測手法の開発を行う。

気象現象は波動の重ね合わせで表現できると仮定することができ、ある気象現象を解析するにはその現象のスケールの 5 分の 1 程度のスケールで観測値を得ることが必要である。逆に言えば、観測によって解析することが可能な気象現象は、観測値の空間分解能の 5 倍程度以上の空間スケールをもつ現象に限られる。従って、空間分解能が 1km メッシュ程度の従来の気象レーダー観測値から解析可能な降雨現象のスケールは 5km 程度以上であり、現象としては十分に発達した積乱雲や前線、低気圧、台風等は解析可能である。しかし、1km メッシュの気象レーダーでは空間分解能 1~3km 程度のスケールをもつ個々の積乱雲は不可能であった。XRAIN により 250m メッシュの観測が行われるようになったため、1km 程度以上の降雨現象、すなわち個々の積乱雲より大きなスケールをもつ現象の解析が可能となった。本論文では、XRAIN により個々の積乱雲の解析が可能となったことに着目し、個々の積乱雲の移動と個々の積乱雲を含む降水システム全体の移動を独立に予測する手法を開発する。

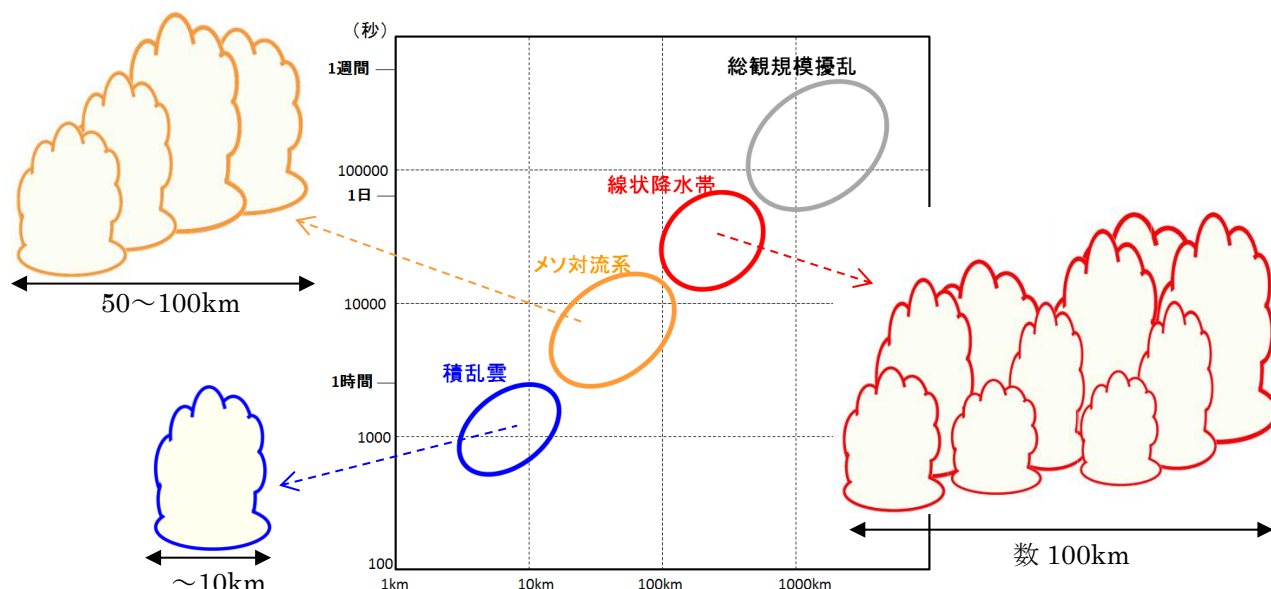


図 2.1.1 気象現象の階層構造の模式図

図 2.1.2 に国土交通省のレーダー観測範囲、図 2.1.3 に既存の C バンドレーダー（1km メッシュと X バンド MP レーダー（250m メッシュ）による観測結果の比較例を示す。図 2.1.3 から、X バンド MP レーダーにより、C バンドレーダーでは捉えることの出来ない降雨域内部の構造を捉えることが出来ていることが分る。

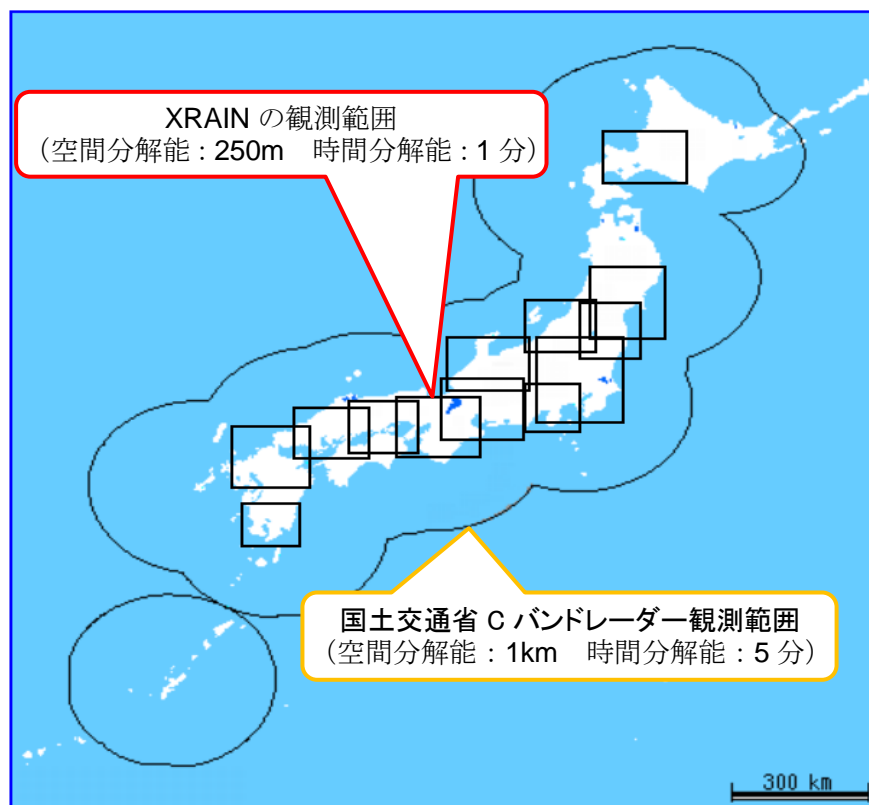
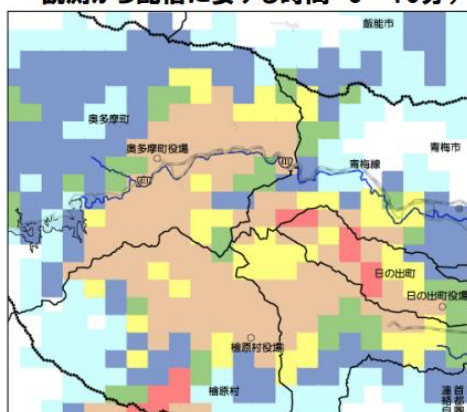


図 2.1.2 国土交通省のレーダー観測範囲

【既存レーダ(Cバンドレーダ)】
(最小観測面積: 1kmメッシュ、配信周期: 5分
観測から配信に要する時間 5～10分)



【XバンドMPレーダ】
(最小観測面積: 250mメッシュ、配信周期: 1分
観測から配信に要する時間 1～2分)

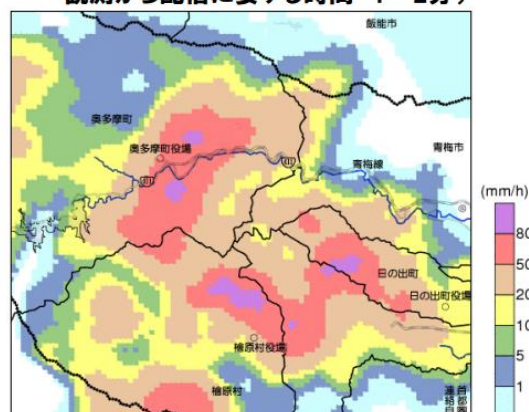


図 2.1.3 既存 C バンドレーダ（1km メッシュ）と X バンド MP レーダ（250m メッシュ）の比較例
(国土交通省ホームページ <http://www.nilim.go.jp/lab/bcg/kisya/journal/kisya20130613.pdf> より抜粋)

図 2.1.4 に本章で検討を行った運動学的降雨予測手法の開発フローを示す。本論文で新たに開発した降雨予測手法では、まず Wavelet 解析により高解像度気象レーダーによる降雨分布から対流性降雨域を抽出することにより、観測降雨域を対流性成分と層状性成分に分離する。次に、対流性および層状性の降雨域をそれぞれの移動特性を考慮した降雨域追跡手法により移動させる手法を開発する。更に、個々の対流性降雨域の面積、最大降雨強度、平均降雨強度のデータを分析することにより、対流性降雨域の発達段階を推定する手法を開発し、前述した運動学的降雨予測手法を対流性降雨域の発達衰弱を考慮した手法に高度化する。最後に開発した降雨予測手法を近畿地方における大雨事例に適用・評価し、開発手法により予測精度が向上することを確認する。

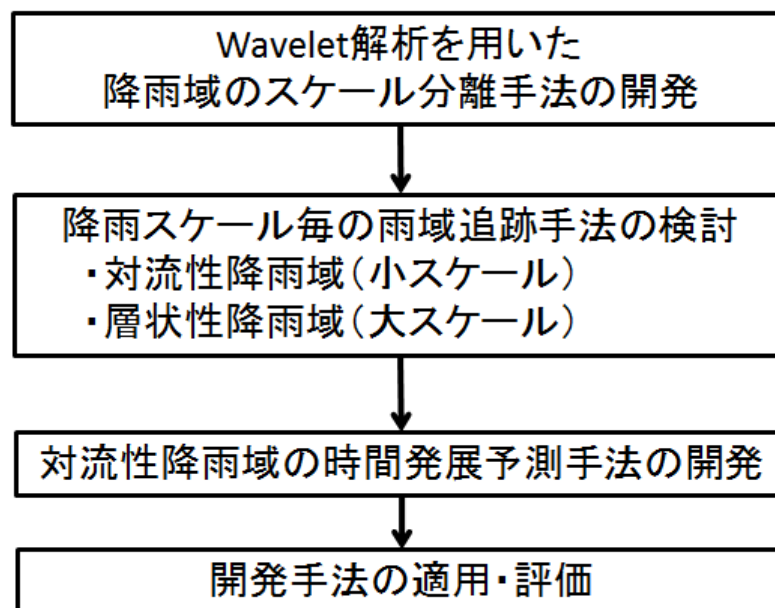


図 2.1.4 運動学的降雨予測手法の開発フロー

2. 2 降雨現象の階層構造に着目した降雨域の分離手法

表 2.2.1 に時間スケールと雨域の移動特性の違いを示す。これまで、降雨強度、あるいはレーダー反射強度の違いに着目して、対流性降水を抽出する手法が開発されてきた^{2),3),4)}。しかし、この手法では降雨強度、あるいは反射強度の閾値に手法による任意性が含まれる。そこで、本研究では水平スケールに基づいて対流性降雨域を抽出し、局地的な大雨の予測精度を向上させるナウキャスト手法の開発を行った。抽出には水平スケールのフィルタリングを用いたが、対流性降雨の発生は局所性が高いため、フーリエ変換（あるいはガウシアン・フィルタなどフーリエ変換の考え方に基づくフィルタリング手法）ではなくウェーブレット変換を用いたフィルタリングを行った。抽出した対流性降雨域に対し、層状性降雨域との移動特性、時間スケールの違いを考慮した予測手法の開発を行ない、実際の事例に適用して従来手法との予測精度の比較を行った。

表 2.2.1 対流性と層状性の降雨の特徴

	対流性降雨	層状性降雨
現象例	集中豪雨、局地的な大雨	停滞前線、低気圧に伴う降雨
水平スケール	数 km ～ 数十 km	100 km 程度以上
時間スケール	数十分～数時間	数時間程度以上
降水強度	強い（100mm/hr を超すこともある）	弱い（20mm/hr 程度より小さい）
レーダー反射 強度	強い	弱い
雨域の移動	大気中層風到下層風の風向きや 運動量などが影響して移動・伝播する	主に大気中層風によって移流される

2. 2. 1 対流性降雨域の抽出手法の概要

降雨スケール毎に移動方向が異なる現象を予測するためには、降雨スケールを分離する必要がある。降雨スケールの分離には、あるスケールを持った基底関数の級数に展開する周波数解析手法が有効であると考えられる。しかし、代表的な周波数解析手法であるフーリエ解析は、周期的な現象に対して有効な手法であり、降雨現象のような局所的な成分を含む現象の解析には向かない。そこで、局所的な分布を含む現象に対して適用効果があるウェーブレット解析を採用することにした。

ウェーブレット解析とは、ウェーブレット関数と呼ばれる基底関数を、平行移動と拡大・縮小をほどこし、係数を掛けて足し合わせることによって、与えられた関数（ここでは降雨強度分布）を表現する周波数解析の一手法である。ウェーブレット関数とはある条件（全領域での平均が 0）を満たす小さい波状の形をした関数である。図 2.2.1 にウェーブレット関数の一例であるメキシカン・ハット・ウェーブレットを示す。

ウェーブレット関数は原点 ($t=0$) 付近にしか値を持たないが、原点から離れたところに値を持つ図 2.2.2(a) のような関数を表すには、図 2.2.2(b) のように波を目的の場所まで平行移動させればよい。



図 2.2.1 メキシカン・ハット・ウェーブレット

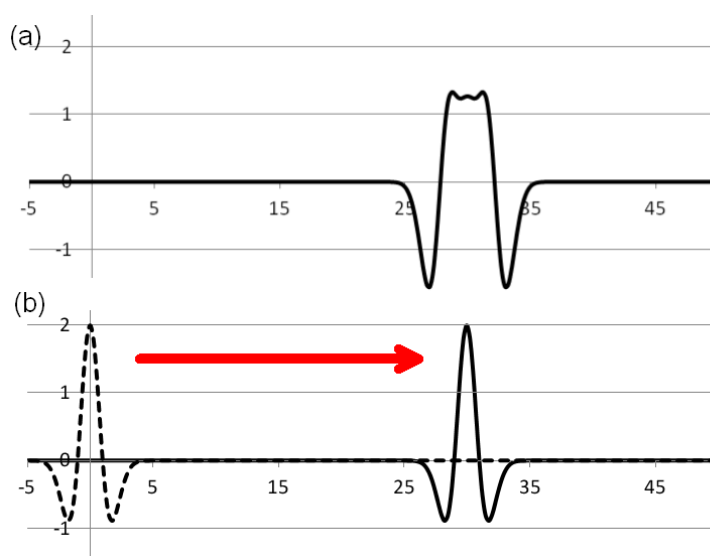


図 2.2.2 ウェーブレット関数の平行移動の概念図

また、図 2.2.3(a)のように変化の緩やかな関数はウェーブレット関数の幅を拡大させることで、逆に図 2.2.3(b)のように鋭く上がった関数はウェーブレット関数の幅を縮小することで表す。

平行移動、拡大・縮小したウェーブレット関数に、与えられた関数との共分散（畳込み積分）に比例する係数（ウェーブレット係数）をかけると、与えられた関数をウェーブレット関数の和として表すことができる。図 2.2.4 は 1 次元の関数に対してウェーブレット解析をした例で、与えられた関数は、下に示す 5 つのウェーブレット関数の和として表すことができる。

ウェーブレット関数の幅（スケール）がある値より小さいものだけについて足し算を行なうことで、元の関数から小さいスケールを持った成分のみを抽出できる。ウェーブレット関数を 2 次元に拡張し、降雨強度分布に適用することで、降雨をあるスケールよりも大きい成分を持った分布と小さい成分を持った分布に分離することができる。

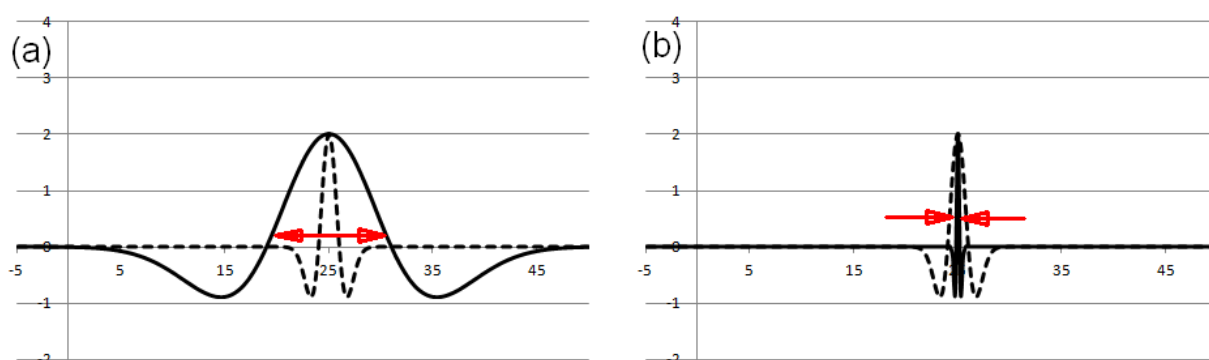


図 2.2.3 ウェーブレット関数の拡大・縮小の概念図

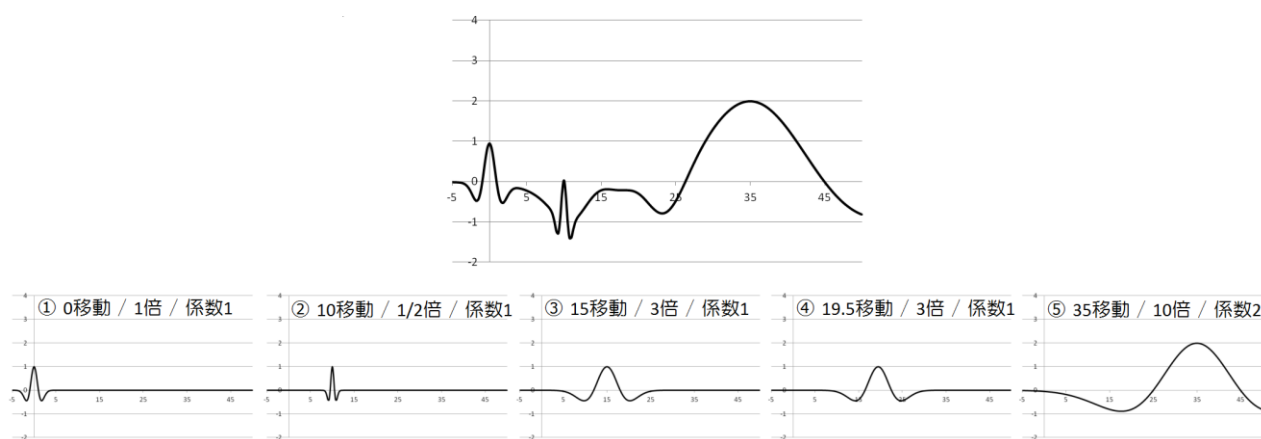


図 2.2.4 ウェーブレット解析の例

上: ウェーブレット解析を行なう対象の関数

下: 上の関数をウェーブレット解析した結果あらわれるウェーブレット関数

ウェーブレット関数である条件は許容条件 (admissibility condition) と呼ばれる条件を満たすことであり、無限の種類のウェーブレット関数が存在する。実数のウェーブレット関数に加えて、複素数のウェーブレット関数も構成することができ、位相の情報をとりだすこともできる。

上述したウェーブレット解析を 2 次元に拡張して降雨強度分布への適用に際し、降雨強度分布は空間的に等間隔な格子状に加工されたデータとする。与えられた降雨強度分布を二次元連続ウェーブレット変換し⁵⁾、それを用いてハイパスフィルタリングすることによって⁶⁾、対流性降雨域の抽出を行った。ウェーブレット関数は、計算の所要時間と、ウェーブレット関数の波数分布を考慮して、実数関数であるメキシカン・ハット・ウェーブレットを用いた。変換に用いる長さスケール S_n ($n=1, n_{\max}$ で n_{\max} は解析スケール数) は、

$$S_n = s_{\min} \times 2^{(n-1) \Delta j} \quad (\text{式 2.2.1})$$

とした。ここで、 s_{\min} は最小解析長さスケールで、観測データの格子間隔の 2 倍、 Δj は長さスケールの指数間隔である。対流性降水の水平スケールに上限に対応する分離スケール S_c を設定し、 S_c よりも小さい長さスケールの成分のみで逆ウェーブレット変換した (ハイパスフィルタリング)。このようにして抽出された降雨分布を、小スケールの降雨分布と呼び、対流性降雨とみなす。もとの観測データから小スケールの降雨分布を取り除いた降雨分布を大スケールの降雨分布と呼ぶ。大スケールの降雨分布は層状性降雨とみなす。

2. 2. 2 X-MP レーダー観測データへの手法の適用

前項で述べた対流性降雨域抽出手法を X-MP レーダーによる観測データ (XRAIN) へ適用した。用いた観測データは、「国土交通省 X バンド MP レーダに関する技術開発コンソーシアム」を通して提供された近畿地方の合成降水強度分布で、1 分おきに配信される。このデータは 2 つの低仰角観測から作成されたもので、およそ地上付近の降水強度に相当する。配信されたデータをもとに、北緯 33.5 度から 35.75 度、東経 134.25 度から 137 度の範囲で、緯度方向 7.5 秒間隔、経度方向 11.25 秒間隔（およそ 250m 間隔、南北 1,080×東西 880 格子）の緯度経度座標系格子に加工したデータを、対流性降雨域の抽出に用いた。

上述の緯度経度座標系格子データを等間隔の格子データとみなして対流性降水の抽出を行った。したがって、最小解析スケール $s_{\min} \doteq 500\text{m}$ である。図 2.2.5 にウェーブレットのパワースペクトルの時間変化の解析例を示す。図から、ウェーブレットのパワースペクトルは 16km 未満にピークを持つという共通の特徴があることが分る。ウェーブレットのパワースペクトルの分析と計算所要時間、およびメソ β スケールの典型的なスケールを考慮して、 $S_c=16\text{km}$ 、 $\Delta j=0.25$ とした。図 2.2.6 に X バンド MP レーダーによって観測された降雨強度分布をウェーブレット解析した例を示す。図 2.2.7 に降雨強度分布の分離例を示す。図 2.2.2 の観測降雨強度分布に見られる水平スケールが数 km 程度の強い降水域が小スケールに見られ、対流性降雨域が抽出できていることが分る。

小スケールの降雨域において、降雨強度 P_c の等値線で囲まれた降水域を「降水セル」とよぶ。降水セルには、単一の積乱雲による降水、クラスター状、あるいは線状に組織化した複数の積乱雲による降水などが含まれる。X-MP レーダー観測データに対しては、 $P_c=2\text{mm/hr}$ とした。

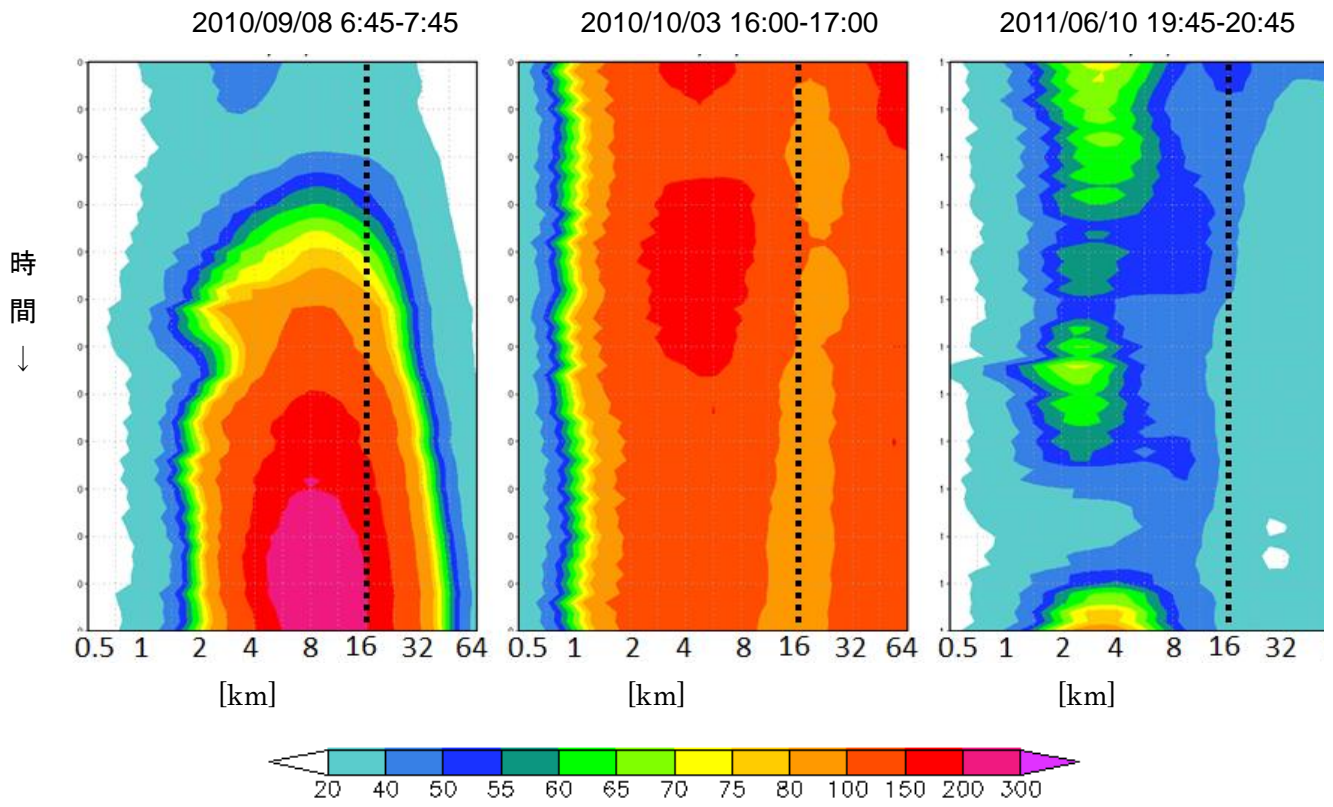


図 2.2.5 ウェーブレットのパワースペクトルの時間変化の解析例

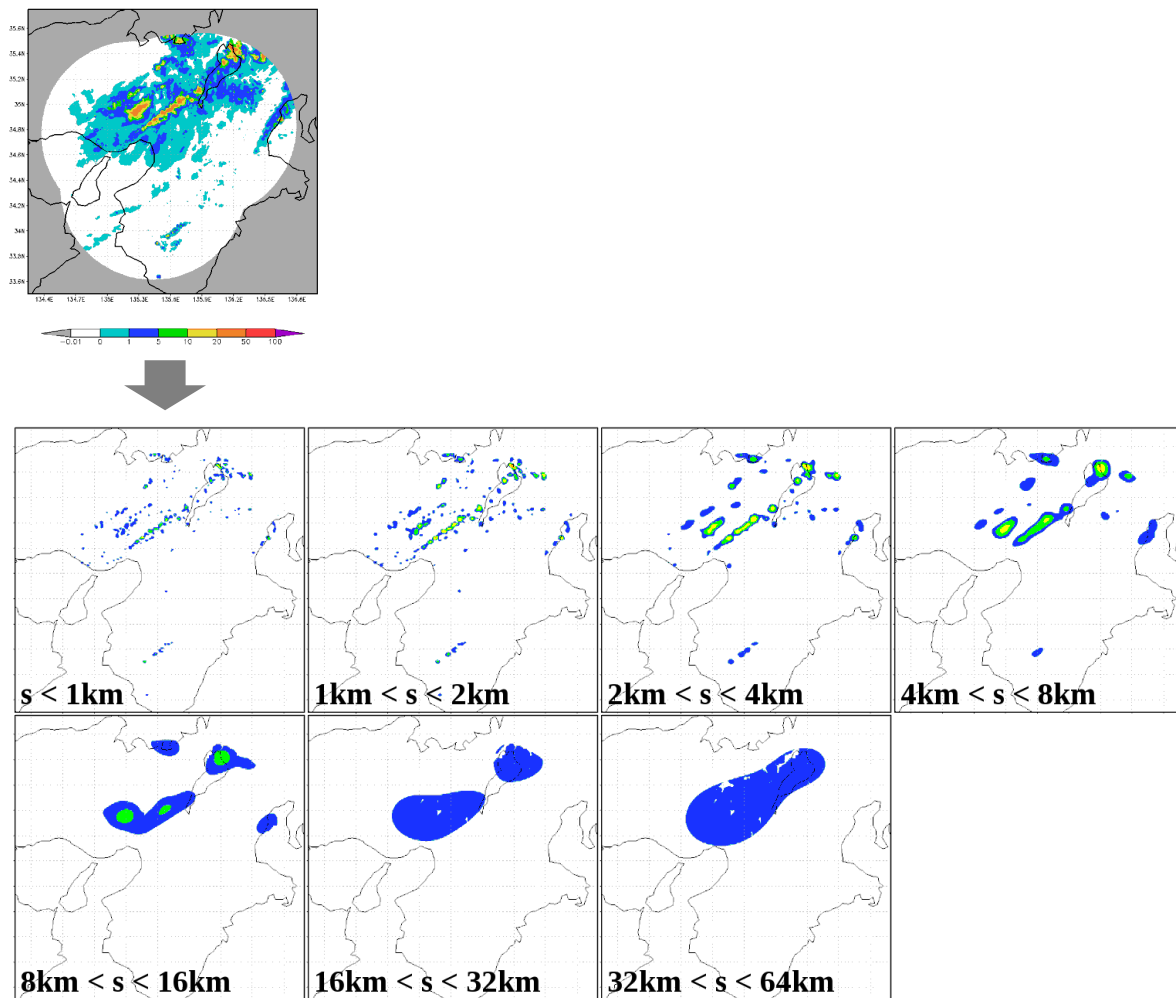


図 2.2.6 Xバンド MP レーダーによって観測された降雨強度分布（最上段）をウェーブレット解析した結果(日本時間 2010 年 9 月 8 日 6 時 45 分、 s はウェーブレット関数のスケール)

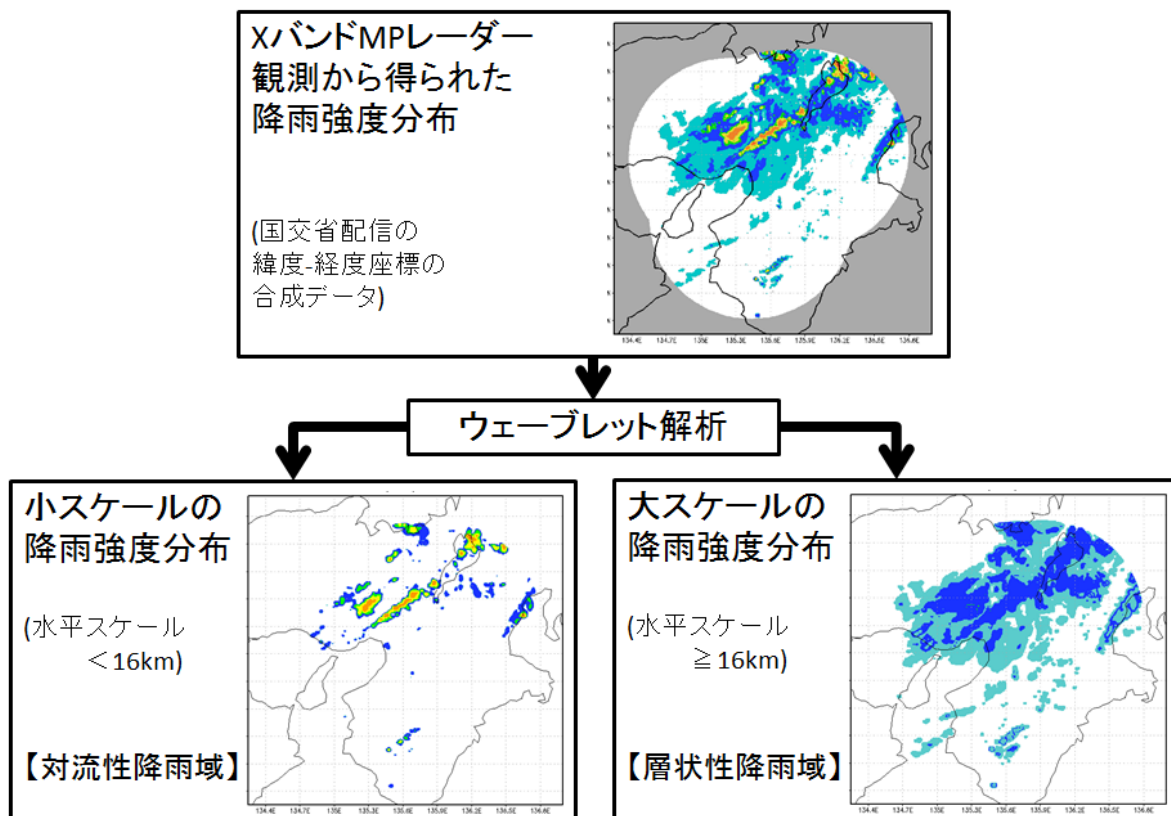


図 2.2.7 降雨強度分布の分離例(2010 年 9 月 8 日 6 時 45 分)

2. 3 降雨スケール毎の移動特性を考慮した降雨予測手法

2. 3. 1 予測手法の概要

図 2.3.1 に予測手法のフローを示す。対流性と層状性の降雨域の移動特性の違いを考慮した予測を行うために、2. 2 節で述べた手法によって分離した小スケールと大スケールの降雨分布を、それぞれ個別に移動予測した。小スケールは、異なる時刻の降水セルの関連付け（降水セル追跡）を行ない、降雨セル毎に推定した移動ベクトルを用いた外挿によって予測降雨分布を求めた。一方、大スケールは推定した降雨域の移流ベクトル場に沿った移動によって予測降雨分布を求めた。それぞれの予測降雨分布を足し合わせて合成することによって、最終的な予測降水分布を作成した。以下に、降雨セル追跡、降雨セル毎の移動ベクトル推定、大スケールの移流ベクトル推定、大スケールの移流予測の手法を示す。

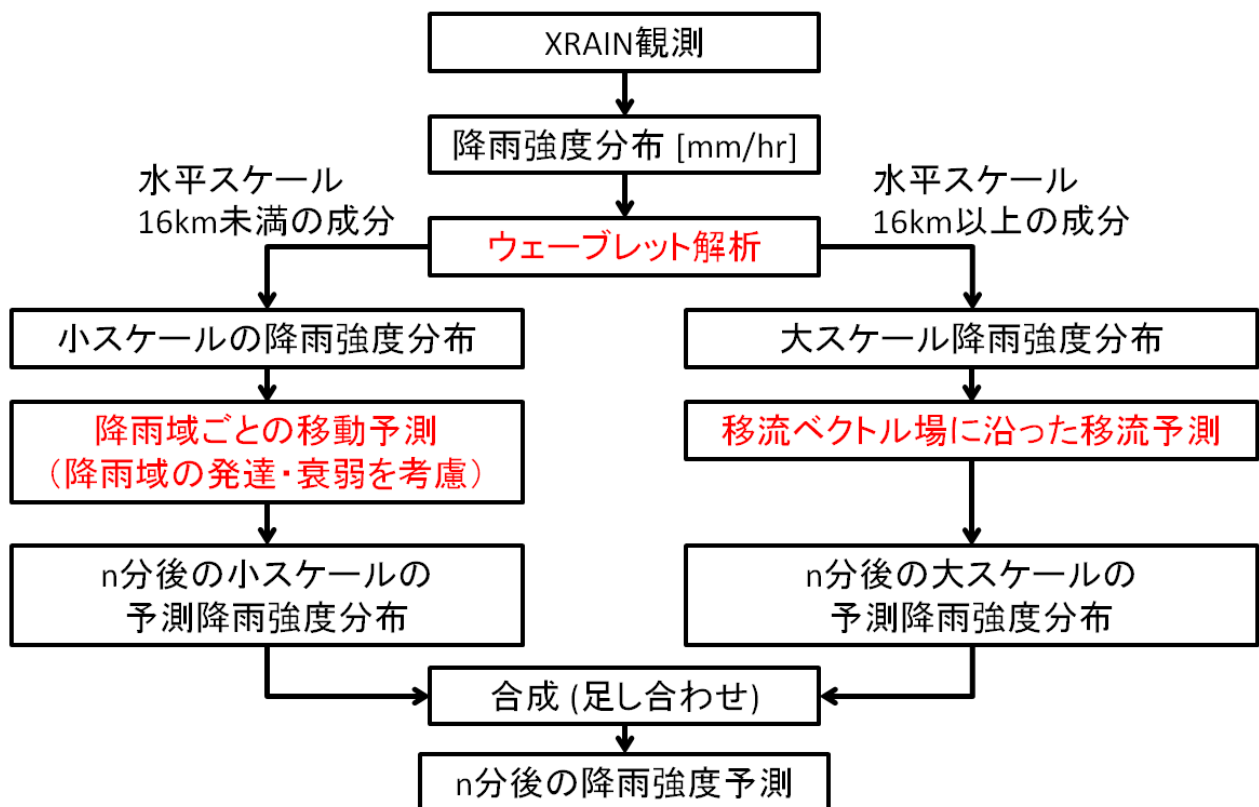


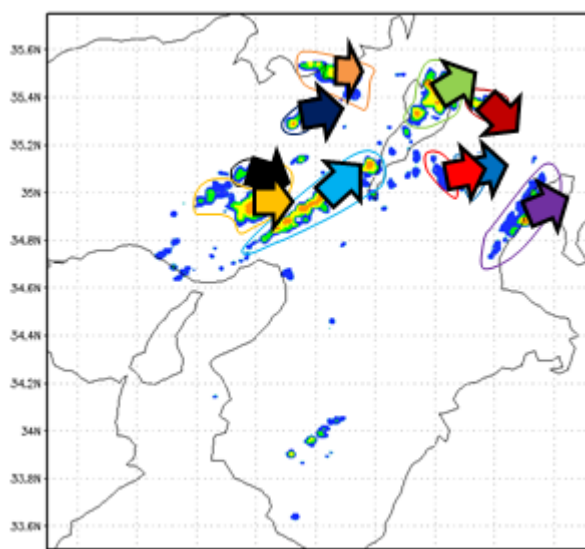
図 2.3.1 降雨スケール毎の移動特性を考慮した降雨予測手法の計算フロー

2. 3. 2 降雨スケール毎の雨域追跡手法

(1) 小スケールの降雨域の追跡手法

過去時刻の小スケールとの相関係数が最大となるように、現在時刻の降水セルをその周辺で移動させたときに、その位置に存在する過去時刻の降水セルを関連付けた。1つの過去時刻の降水セルに複数の現在時刻の降水セルが関連付く場合は降雨セルの分裂、1つの現在時刻に関連付く過去時刻の降雨セルが複数ある場合は降雨セルの合体を表す。また、関連付く降水セルが無い場合（最大となる相関係数が0.5より小さい場合に関連付け無と判定）は新規に発生したセルとみなした。

小スケールの移動ベクトル推定には相関係数を最大化するベクトルを求める TREC⁷⁾を用いた。推定には、現在時刻、2分前、4分前の3個（4分前の分布が得られない場合は現在時刻と2分前の2個）の小スケールの降水分布を用いた。図 2.3.2 に小スケールの降雨域の追跡手法を示す。



- ①個々の降水域に分割する。
- ②降水域ごとの移動ベクトルを求める。
- ③移動ベクトルに従って降水域ごとに外挿する。

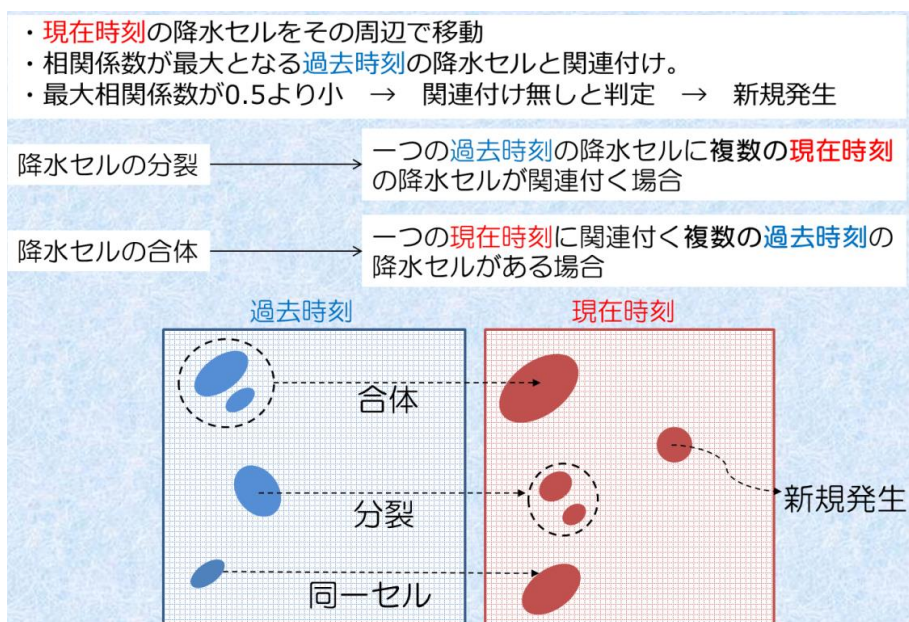
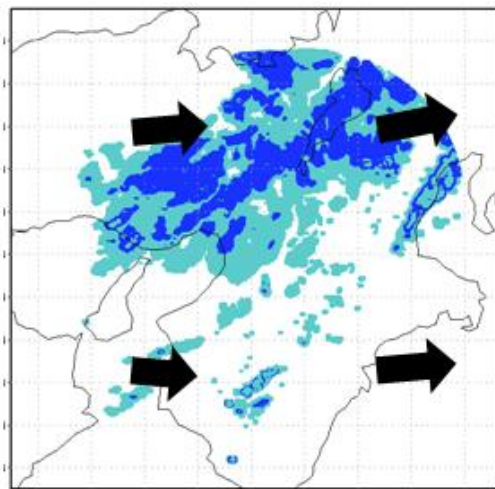


図 2.3.2 小スケール（対流性）の降雨域の追跡手法

(2) 大スケールの降雨域の追跡手法

まず、観測データの領域を東西 M_{sec} 個 × 南北 N_{sec} 個の小領域に分割する。それぞれの小領域において、差の二乗平均平方根（以下、RMS という）を最小にするようなベクトルを求める TRED⁹⁾を用いた。得られた移動ベクトルを各小領域の中心での移流ベクトルとみなし、観測データの領域内の任意点における移流ベクトルを、これらのバイリニア補間によって推定した。ベクトルの推定には現在時刻、6 分前、12 分前の 3 個（12 分前の分布が得られない場合は現在時刻と 6 分前の 2 個）の大スケールの降水分布を用いた。移流予測には、セミラグランジュ的後方積分⁹⁾を用いた。つまり、予測時刻の格子点値はその格子点から移流ベクトルに沿って予測初期時刻まで遡った点の雨量とする手法である。この手法は、予測初期時刻の降水分布を移流させる手法（前方積分）よりも計算処理が簡便であり、気象庁の降水ナウキャストでも用いられている¹⁰⁾。図 2.3.3 に大スケールの降雨域の追跡手法を示す。



①移流ベクトル場を求める。

②移流ベクトルに従って降水分布を移流させる。

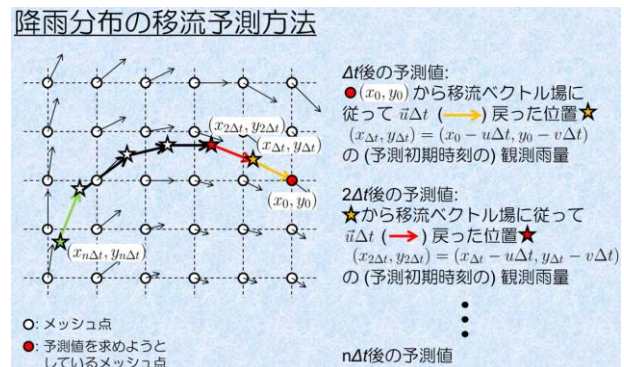
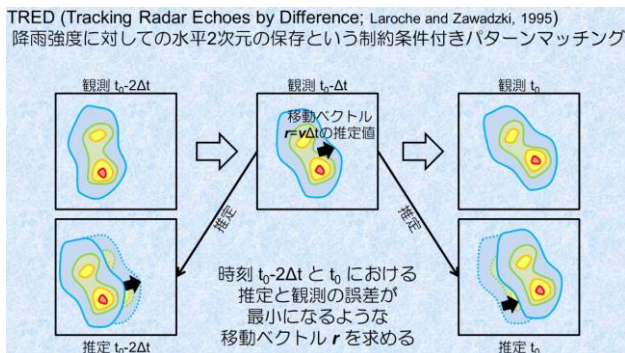


図 2.3.3 大スケール（層状性）の降雨域の追跡手法

2. 3. 3 X-MP レーダー観測データへの手法の適用

前節で述べた予測手法を X-MP レーダーによる観測データに適用した。適用事例は 2011 年 6 月 10 日の降雨事例（降雨原因：梅雨前線）とした。大スケールの移流ベクトルを求める際の分割数は、 $M_{sec} = N_{sec} = 2$ とした。図 2.3.1 に降雨予測の計算フローを示す。

図 2.3.2、図 2.3.3 に予測手法の適用例を示す。図 2.3.2 に予測開始時点での降雨強度分布をスケール分離した結果を、図 2.3.3 に実績と予測の雨量強度分布を示す。開発した予測手法は、従来の手法による予測、つまり 2. 2 節で述べた対流性降水の抽出は行なわない降雨強度分布に対して、移流予測手法を適用して作成した予測との比較を通して精度の評価を行なった。従来手法（CONV と表す）による予測降雨分布が中列、開発した予測手法（SPRT と表す）による予測降雨分布が右列である。図 2.3.2(b) に D で示す降水セルの移動に注目すると、10 分先予測では大きな違いは見られないものの、30 分先予測では予測位置に東西・南北方向ともに 5km 程度の違いがあり、SPRT のほうがより観測に近い位置への移動を予測した。

図 2.3.4 は、大宇陀アメダス（図 2.3.2(a) の黒丸の点）での観測（X-MP レーダー）と予測降雨強度の時系列である。予測初期時刻から 25 分後あたりから強くなる雨は、CONV では予測できなかったが、SPRT では過大であるものの予測することができた。図 2.3.5 は、図 2.3.2(a) の枠で示す領域内における観測値に対する予測値の誤差の RMS である。予測リードタイムにかかわらず、CONV（黒線）に対して SPRT（青線）の誤差は小さく、その差は時間とともに大きくなった。これらのことから、対流性降水を抽出して移動方向の違いを考慮した予測を行なうことで、降水ナウキャストの精度を向上させられることが分かった。

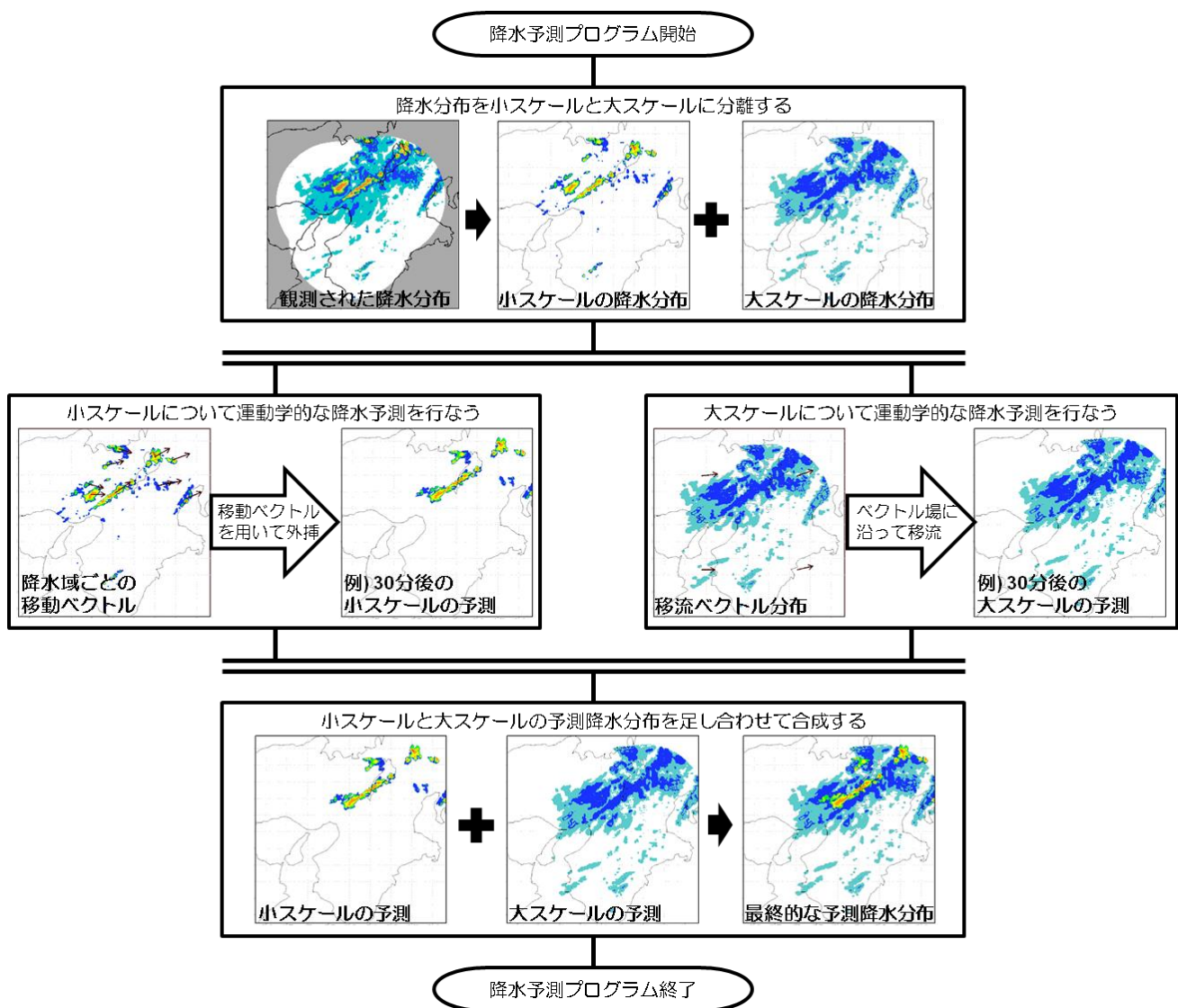


図 2.3.1 降雨予測の計算フロー

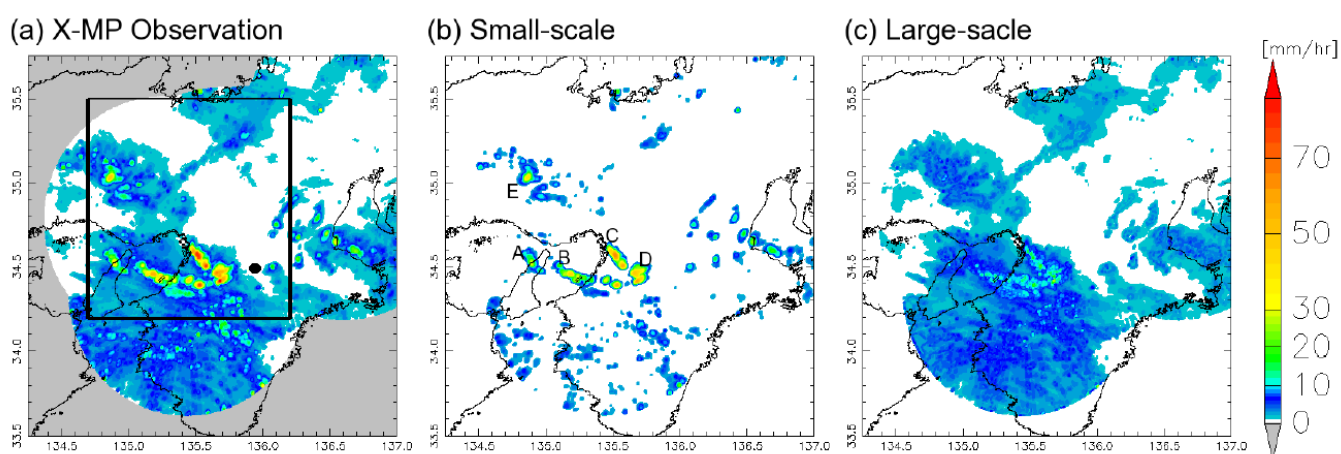


図 2.3.2 予測初期時刻の降水量分布
 ((a) X-MP レーダー観測 (b) 対流性降雨域 (小スケール) (c) 層状性降雨域 (大スケール))

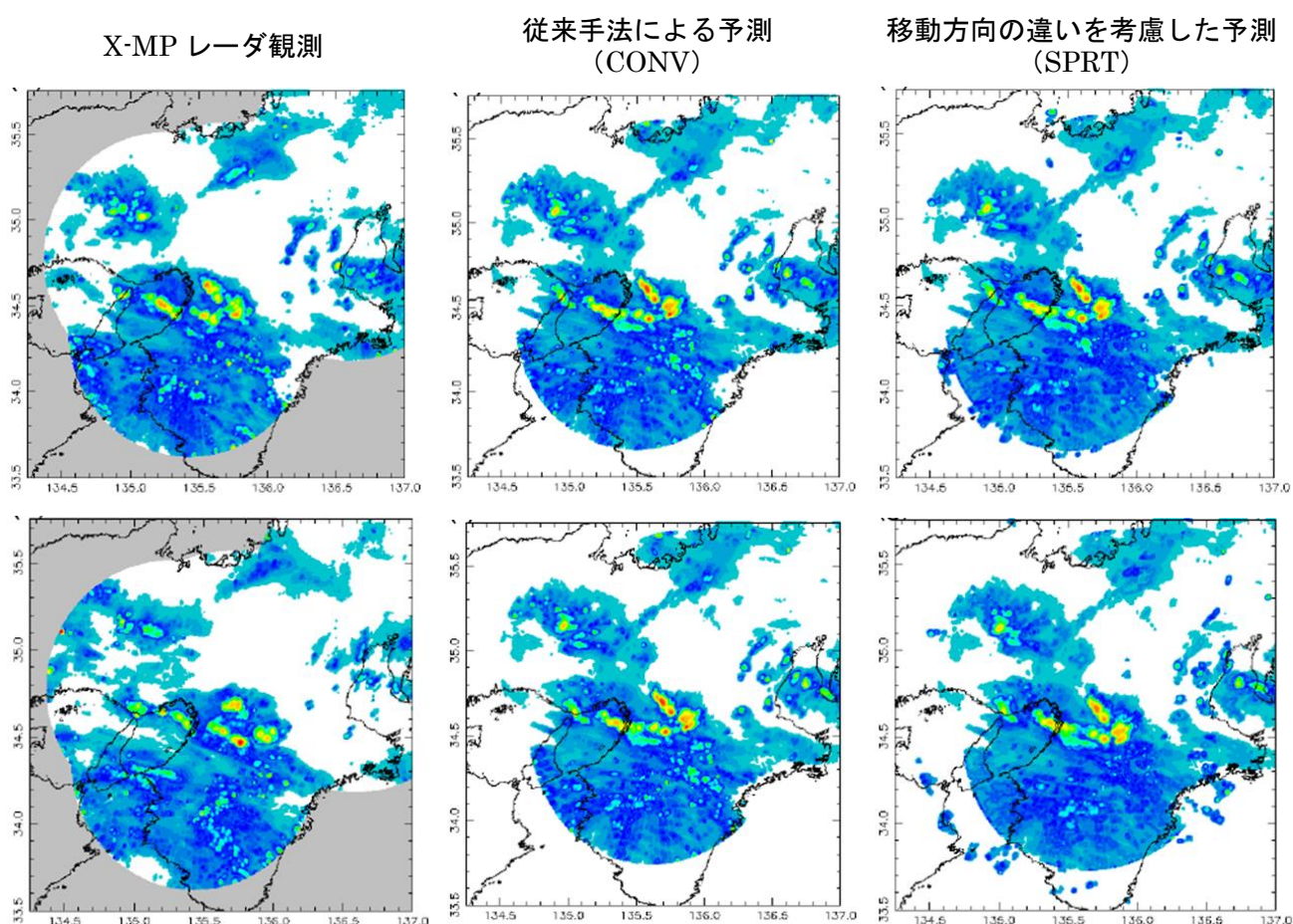


図 2.3.3 予測手法の適用例 (初期時刻 2011 年 6 月 10 日 19 時 20 分)
 上段 : 10 分先予測, 下段 : 30 分先予測

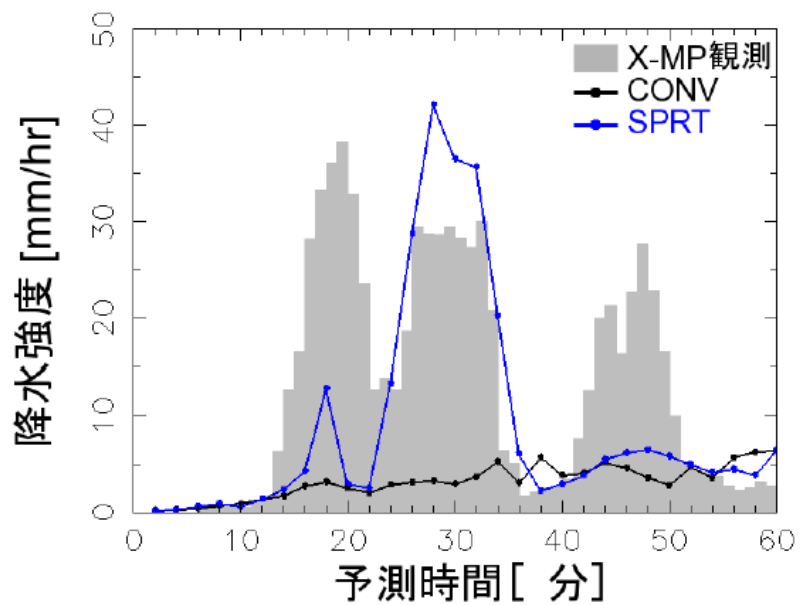


図 2.3.4 アメダス大宇陀観測点での降水強度の時系列
(2011 年 6 月 10 日 19 時 20 分~20 時 20 分)

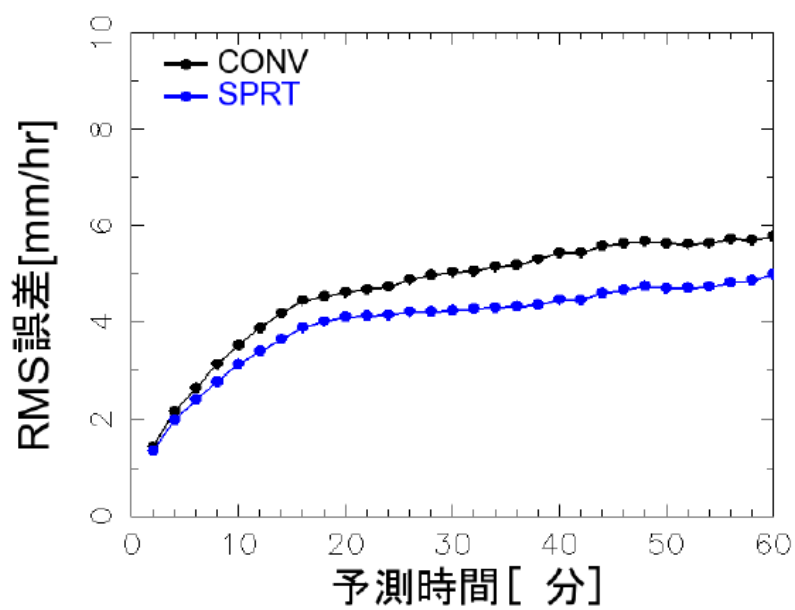


図 2.3.5 図 2.3.2(a)に黒枠で示す領域での観測に対する予測の RMS 誤差
(2011 年 6 月 10 日 19 時 20 分~20 時 20 分)

2. 4 雨域の時間発展予測手法の開発

前節で検討した降雨予測手法では降雨域の発達・衰弱は考慮していなかった。対流性の降雨域として抽出される個々の積乱雲の寿命は1時間程度であるため、個々の積乱雲の発達・衰弱を考慮することは1時間程度先までの降雨予測にとって重要である。そこで、本節では対流性の降雨域の時間発展予測手法の開発を行った。図2.4.1に対流性の降雨域の発達・衰弱を考慮した降雨予測手法の計算フローを示す。

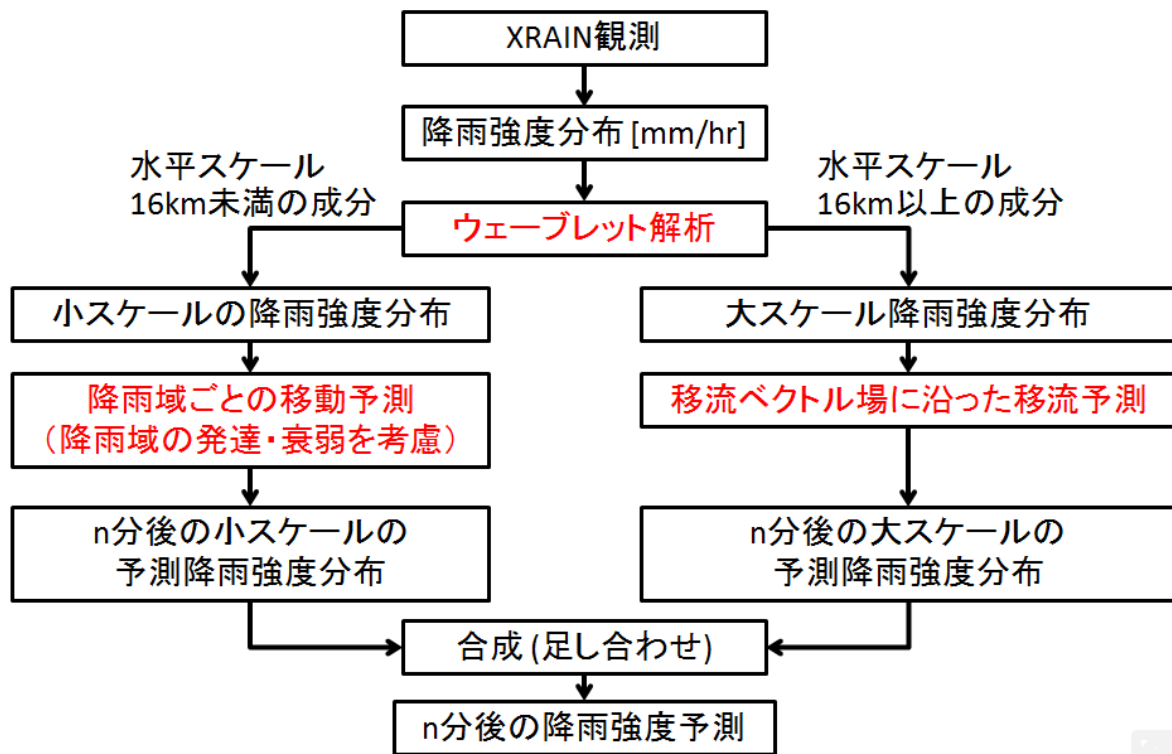


図 2.4.1 対流性の降雨域の発達・衰弱を考慮した降雨予測手法の計算フロー

2. 4. 1 対流性降雨域の発達・衰弱特性の解析

対流性降雨域の発達・衰弱を運動学的予測に組み込むために、まず対流性降雨域の発達・衰弱特性を調べた。対流性降雨域に関する特性量の中で、特に降雨予測にとって重要と考えられる、降水セルの面積 $A[\text{km}^2]$ 、降水セル内の瞬間総降水量 $V[\text{m}^3/\text{hr}]$ 、降水セルの最大降水強度 $P_{\max}[\text{mm}/\text{hr}]$ と平均降水強度 $P_{\text{ave}}=V/A \times 10^{-3}[\text{mm}/\text{hr}]$ に関して、特性量間の関係やその時間発展についての解析結果を示す。解析には、2. 2 節で述べた手法により作成された小スケールの降雨分布を用いた。図 2.4.1 は、近畿地方の南部から中部にかけて積乱雲による降雨が多数発生した 2012 年 7 月 30 日 12 時 00 分から 20 時 30 分において各時刻の降水セルの、 $\log_{10}A$ と $\log_{10}V$ 、と P_{ave} と P_{\max} の関係を全てプロットしたものである。これらの図から A と V 、 P_{ave} と P_{\max} はそれぞれ

$$V = cA^p \quad (\text{式 2.4.1})$$

$$P_{\max} = aP_{\text{ave}} + b \quad (\text{式 2.4.2})$$

でよく近似できることが分った。表 2.4.1 に、同様の解析を他の 2 事例に対して行ない、最小二乗法によって一次関数に近似した時の、 c 、 p 、 a 、 b を示す。今回解析した 3 事例では、事例によらずほぼ同じ値をとった。今後、多くの降雨事例について解析した上で確認する必要があるが、対流性降水の特性量の関係は、事例によらず一意に決定できる可能性が示唆された。

上述の結果より、 V （あるいは A ）を予測することができれば、式 2.4.1 から A （あるいは V ）を計算することができる。そこで、 V の時間変化について調べた。単一積乱雲による降雨と考えられる、発生してから消滅するまで合体・分裂を起こさなかった降水セルを抽出し、解析を行った。図 2.4.2 に、2012 年 7 月 30 日 12 時 00 から 20 時 30 分の期間を対象として降水セルの存在期間と存在期間中の総降水量を規格化したときの瞬間総降水量の時系列を示す。ただし、発生からの経過時間は降水セルの寿命を 1 とした規格化時間 t 、各時刻の瞬間降水量は降水セルが存在している間の総降水量を 1 とした規格化瞬間降水量 V で示す。図 2.4.2 に 2 次方程式

$$V = 6t(t-1) \quad 0 \leq t \leq 1 \quad (\text{式 2.4.3})$$

を赤線で重ねた。 V の時間変化が式 2.4.3 でよく表現されることが分る。

表 2.4.1 A と V、 P_{ave} と P_{max} の近似式の係数

解析期間	$V = cA^p$		$P_{max} = aP_{ave} + b$	
	$c[\times 10^2]$	p	a	b
2012 年 7 月 30 日 12:00-30 日 20:30	1.99	1.46	3.57	-7.44
2010 年 8 月 13 日 21:00-14 日 22:00	2.07	1.40	3.51	-7.60
2010 年 8 月 25 日 12:00-25 日 17:30	2.14	1.45	3.58	-7.89

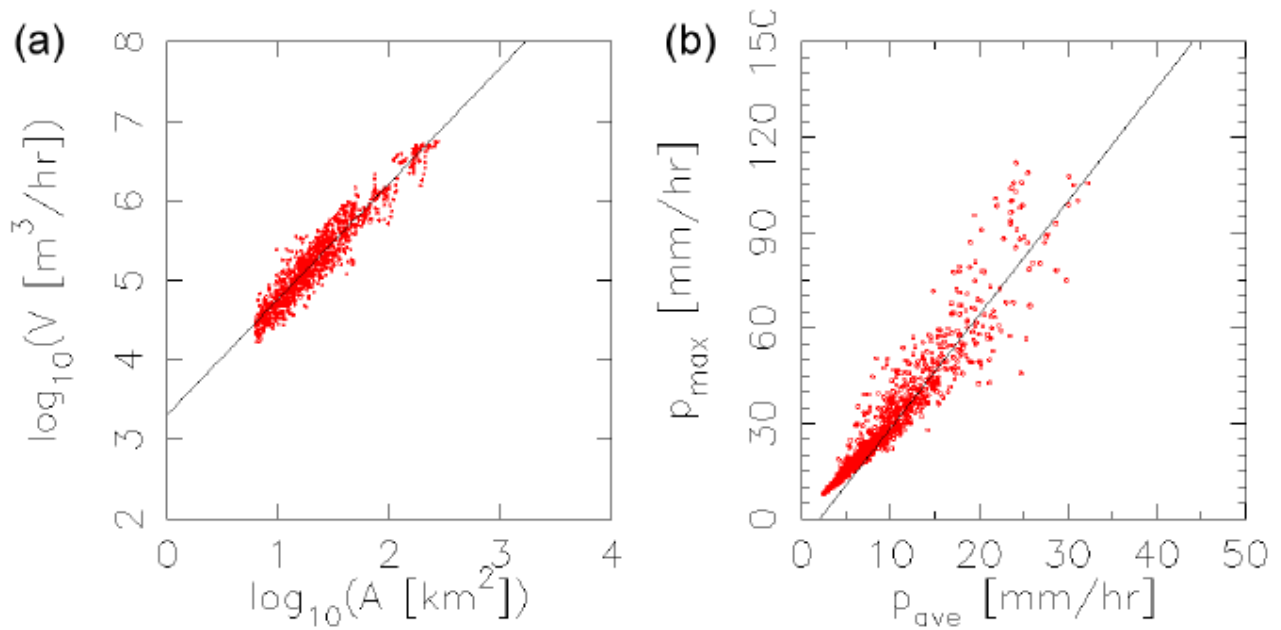


図 2.4.1 (a) $\log_{10}A$ と $\log_{10}V$ 、(b) P_{ave} と P_{max} の関係 (2012 年 7 月 30 日 12:00-20:30)

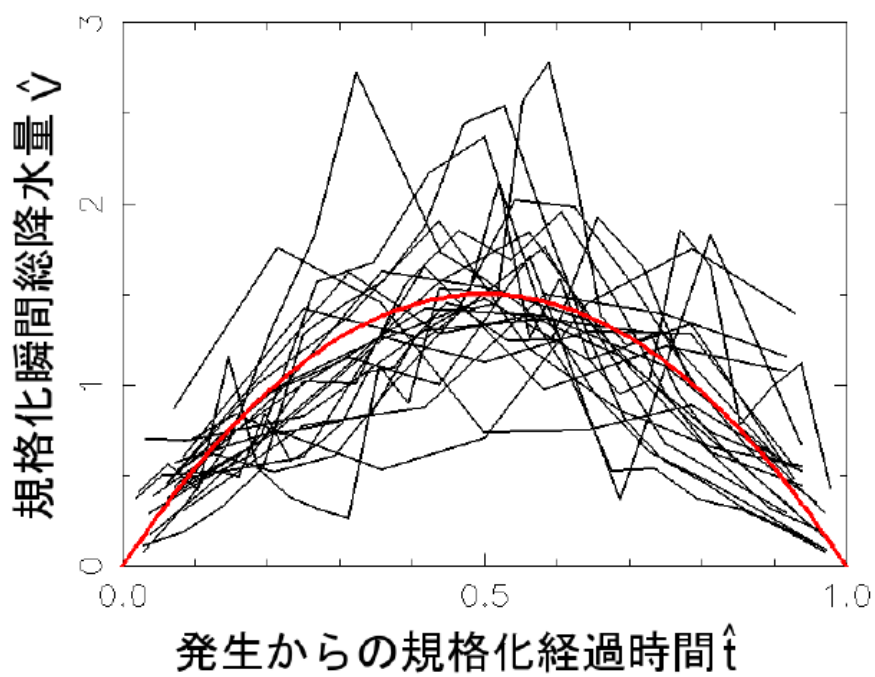


図 2.4.2 存在期間と存在期間中の総降水量で規格化した降水セルの瞬間総降水量の時間変化
(2012 年 7 月 30 日 12 時 00 分～20 時 30 分の合体・分裂しなかった降水セル)

2. 4. 2 対流性降雨域の発達・衰弱予測手法の概要

前項での解析をもとにした、対流性降雨域の発達・衰弱予測手法の概要を示す。移動予測については、前節で述べた、移動特性の違いを考慮した予測手法を適用する。

まず、降水セルのライフステージの判別を行なう。現在時刻までの降水セルの履歴をもとに、発達期（ステージⅠ）、成熟期（ステージⅡ）、衰退期（ステージⅢ）、再発達期（ステージⅣ）に分類する。ステージⅠ～Ⅲは図 2.4.2 においてそれぞれおよそ $0 \leq t \leq 0.4$ 、 $0.4 \leq t \leq 0.6$ 、 $0.6 \leq t \leq 1$ 、に相当する。またステージⅣはステージⅢを経たのちに再び発達した場合で、ステージⅠと同様に扱った。

次に、判別したライフステージをもとに、式 2.4.3 を適用した。図 2.4.2 が示すように、実際のデータは式 2.4.1 から大きくばらつくことがあるので、現在の規格化した経過時間 t_{now} を、ステージⅠ、Ⅳの場合は、 $t_{\text{now}} = 0.2$ 、ステージⅡの場合は、 $t_{\text{now}} = 0.5$ 、ステージⅢの場合 $t_{\text{now}} = 0.6$ とした。降水セルの発生からの経過時間（再発達時はステージⅣとなった時刻からの経過時間）を t_{now} とすると、降水セルの予測寿命 $T = t_{\text{now}}/t_{\text{now}}$ が計算できる。現在時刻の瞬間降水量が V_{now} であるとする、 t 分先の予測瞬間総降水量 $V_f(t)$ は式 2.4.3 より

$$V_f(t) = 6V_{\text{now}}(t_{\text{now}} + t/T)((t_{\text{now}} + t/T) - 1) \quad (\text{式 2.4.4})$$

で求められる。このようにして求めた $V_f(t)$ から式 2.4.1、式 2.4.2 と、表 2.4.1 より求めた $c=2000$ 、 $p=1.4$ 、 $a=3.5$ 、 $b=7$ を用いて降水域の面積と最大降水強度の予測値を求め、これらをもとに、降水セルを変化させることで予測降雨分布を求めた。

2. 4. 3 予測の適用例

上述の手法を2. 3節と同様の事例に適用した結果について示す。対流性降水の特性解析に用いた事例とは独立な事例に適用することで、発達・衰弱予測手法の妥当性の評価ができる。図2.4.3(d, h)に前節で述べた発達・衰弱を考慮した手法(DVLPと表す)による10分先と30分先の予測降水分布を示す。また、図2.4.4には赤線でアメダス大宇陀観測点における予測値の時系列を、図2.4.5には赤線で観測とのRMS誤差の時系列を示す。図2.4.4から、DVLPでは予測初期時刻から25分後から始まる強い降水を、SPRTよりも正確に予測することができた。一方で、20分後に見られる降水強度のピークについては、DVLPではSPRTよりもさらに実績値に近くなった。予測のRMS誤差(図2.4.5)は、16分先まではDVLPはSPRTよりも精度が悪かったが、それより先の予測ではSPRTよりも誤差が小さく、精度が向上した。30分先の予測降水分布(図2.4.3)を比較すると、図2.4.3(b)にC、D、Eで示す降水セルの降水強度がSPRTと比較して適切に予測されていることがわかる。

一方で、10分先の予測降水分布を比較すると、DVLPによる予測(図2.4.3(d))には強い降水セルがSPRT(図2.4.3(c))と比較して多数見られる。これらの多くは、予測初期時刻にX-MPレーダーの観測限界付近に見られたクラッターを降水セルと認識して発達させたものであった。

以上から、対流性降水の特性と簡単な時間発展モデルを用いて、対流性降水の発達・衰弱を予測することで、降水ナウキャストの予測精度を向上させられることが分かった。今回取り入れた発達・衰弱の予測手法は非常に簡単なものであり、降水セルのライフステージ判別手法や降水セルの瞬間総降水量の予測手法などは改善点が多く残されている。予測手法の高度化と、より包括的な対流性降水の特性解析により、予測精度はさらに向上すると考えられる。

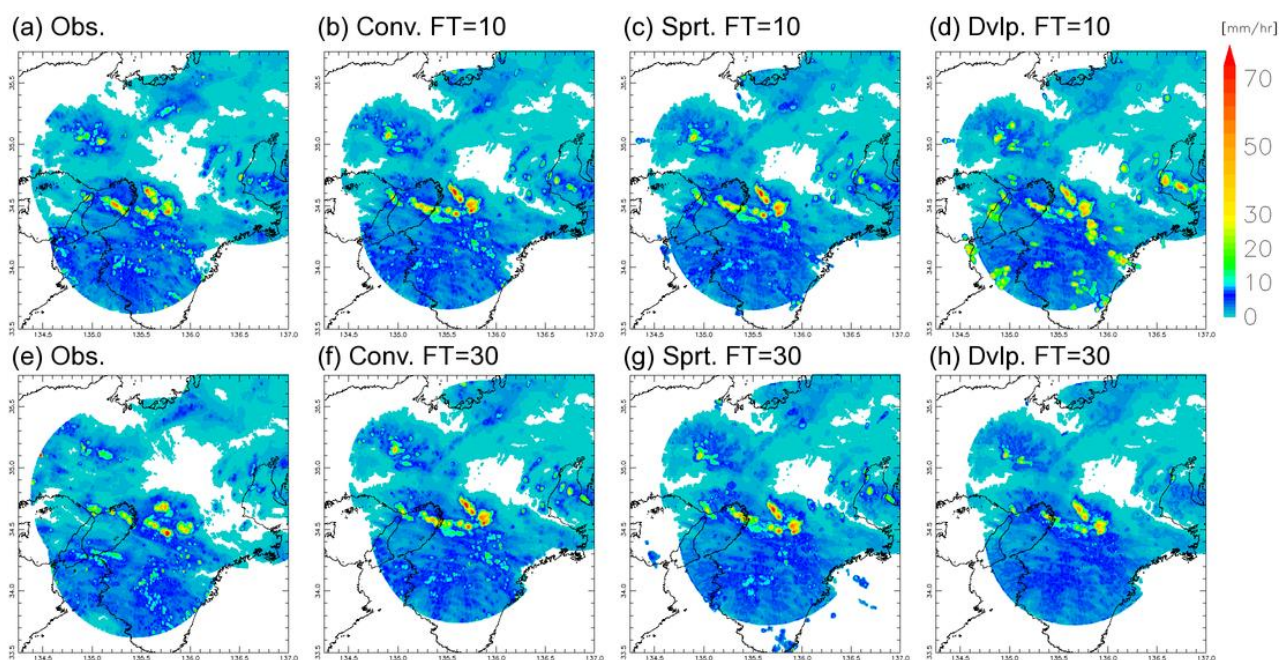


図 2.4.3 予測手法の適用例（初期時刻 2011 年 6 月 10 日 19 時 20 分）上段：10 分先予測，下段：30 分先予測 (a, e) X-MP レーダー観測，(b, f) 従来手法による予測，(c, g) 移動方向の違いを考慮した予測，(d, h) 発達・衰弱を考慮した予測

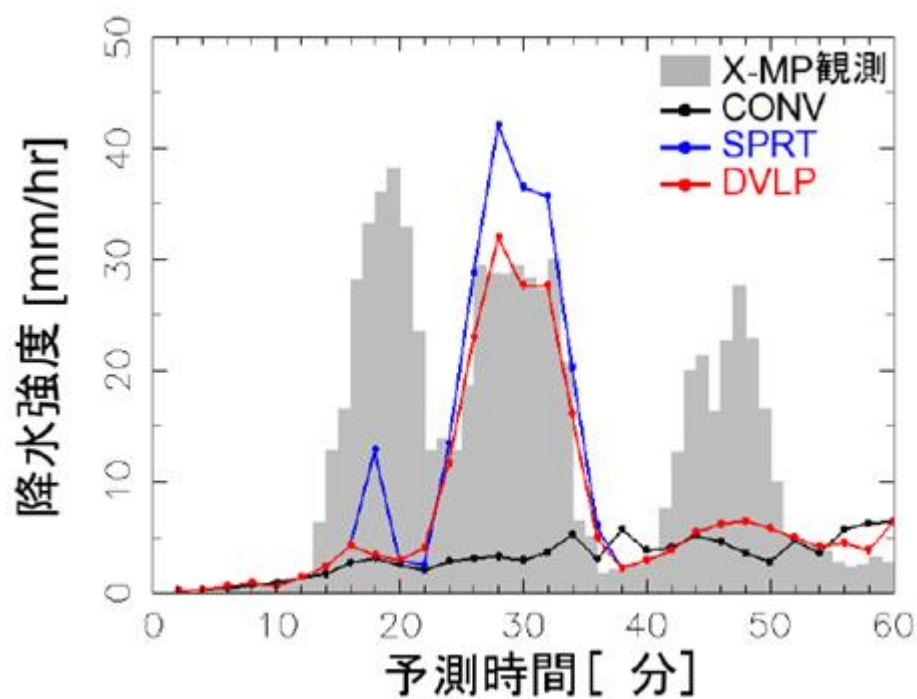


図 2.4.4 アメダス大宇陀観測点での降水強度の時系列
(2011 年 6 月 10 日 19 時 20 分~20 時 20 分)

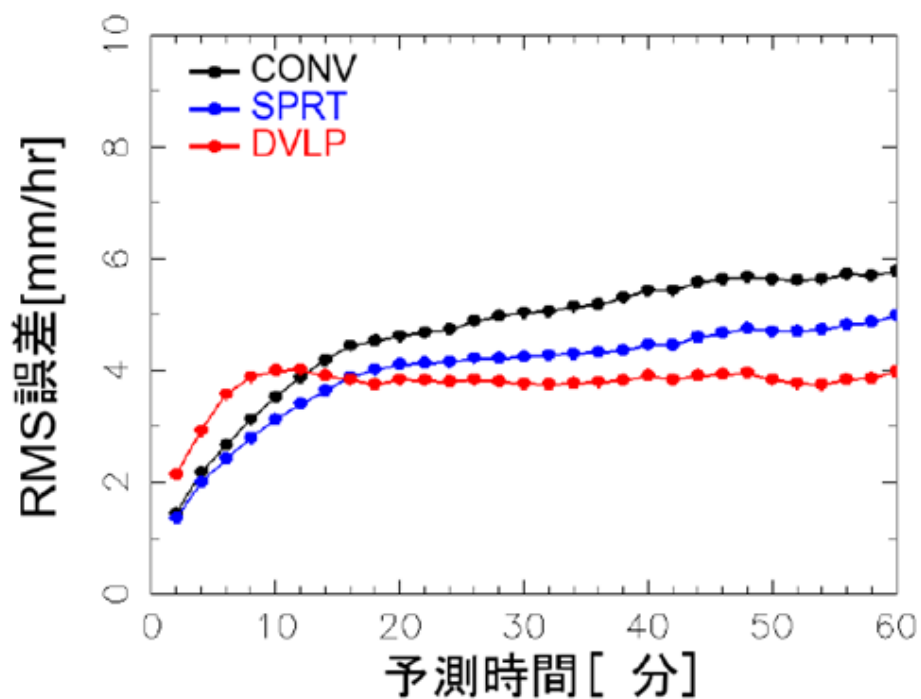


図 2.4.5 図 2.3.2(a)に黒枠で示す領域での観測に対する予測の RMS 誤差
(2011 年 6 月 10 日 19 時 20 分~20 時 20 分)

2. 5 結語

本章では、2010 年以降に国土交通省から提供されるようになった、時間分解能 1 分、空間分解能 250m の高解像度の気象レーダー観測値 (XRAIN) を用い、降雨現象のスケール階層構造を考慮した運動学的降雨予測手法の開発を行った。高解像度の XRAIN により個々の積乱雲の解析が可能となったことに着目し、Wavelet 解析技術を用い対流性の降雨域の移動と層状性の降雨域の移動を独立に予測する手法を開発した。この手法の開発による降雨域全体の移動方向と個々の積乱雲の移動方向が異なるという、以前から良く知られてはいたが具体的な予測が困難であった現象の予測が可能となった。更に、XRAIN 観測データの Wavelet 解析により得られる対流性降雨域の時間発展の特徴を分析した上で、対流性降雨域の発達・衰弱過程を予測するモデルを開発した。

開発したモデルを近畿地方で発生した大雨事例に適用し、開発した手法により精度が向上することを確認した。

第2章 参考文献

- 1) 高田望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一: 局地的な大雨の予測精度向上を目指した降水ナウキャスト手法の開発, 水工学論文集, 第 57 巻, pp.349-354, 2013.
- 2) 吉田翔, 三隅良平, 清水慎吾, 加藤敦, 岩波越: セル追跡を用いた降水ナウキャストの精度検証, 土木学会第 67 回年次学術講演会講演概要集, II-135, 2012.
- 3) Johnson, J. T., Mackeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D., Stumpf, G. J., Eilts, M. D. and Thomas, K. W.: The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm, Wea. Forecasting, Vol.13, pp. 263-276, 1998.
- 4) Handwerker, J.: Cell tracking with TRACE3D – a new algorithm, Atmos. Res., Vol.61, pp.15-34, 2002.
- 5) Farge, M.: Wavelet transforms and their applications to turbulence, Ann. Rev. Fluid Mech., Vol.24, pp.395-457, 1992.
- 6) Torrence, C. and Compo, G. P.: A practical guide to wavelet analysis, Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol.79, pp.61-78, 1998.
- 7) Rinehart, R. E.: Internal storm motions from a single non-Doppler weather radar, NCAR/TV-146+STR, 1979.
- 8) Laroche, S. and Zawadzki, I.: Retrievals of horizontal winds from single-Doppler clear-air data by methods of cross correlation and variational analysis, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol.12, pp.721-738, 1995.
- 9) Germann, U. and Zawadzki, I.: Scale-dependence of predictability of precipitation from continental radar images. Part I: Description of the methodology, Mon. Wea. Rev., Vol.130, pp.2859-2873, 2002.
- 10) 気象庁予報部編: 平成 23 年度予報技術研修テキスト, 量的予報技術資料 第 17 号, 財団法人気象業務支援センター, 2012

第3章 局地気象モデルの適用

3. 1 概説

本章では、物理的降雨予測手法として局地気象モデルの適用検討を行う。局地気象モデルには、NCAR (National Center for Atmospheric Research) で開発され WRF (Weather Research and Forecasting) を用いた。WRF 以外にも気象庁が開発した MSM、名古屋大学が開発した CReSS 等いくつかの局地気象モデルが開発、提案されているが、基本的に自由に使用できること、研究グループによる継続的な改良がおこなわれていることから WRF を採用することとした。

局地気象モデルによる降雨予測の精度は選択する雲微物理モデルの影響を大きく受ける。実運用においては、モデルによって計算されたメッシュ毎の降雨予測値を活用することとなるため、例えば 1km メッシュ毎の降雨予測値とメッシュ毎の降雨実績値を比較して評価することが多い。しかし、このような評価のみでは僅かな時間または空間的にずれているものの実際の降雨現象をほぼ忠実に再現しているような計算結果を過小評価してしまうリスクがある。局地気象モデルの性能評価にあたっては、メソ対流系の構造をモデルによりどの程度再現できているかという観点での評価が重要である。本論文では、Wavelet 解析を用いた降雨域発達ダイアグラムによりメソ対流系の構造の再現性を評価する手法を開発する。開発手法を代表的な雲微物理モデルによる計算結果に適用し、雲微物理モデルの違いによる降雨予測計算結果の違いをメソ対流系の再現性の観点から評価し、降雨成因毎の雲微物理モデルの適合性を評価する。次に、3次元変分法による XRAIN 観測データの同化手法を適用し、物理的降雨予測の精度向上検討を行う。最後に検討した手法を近畿地方の大雨事例に適用し、検証・評価を行う。

3. 2 局地気象モデル出力値の評価手法の開発¹⁾

雲微物理モデルとは、空気中の水の量や状態の変化を表す物理過程を、気象予測モデルで計算できるように簡単化したものである。雲の中では、図 3.2.1 に示すような雲粒の合体や分裂、凝結・蒸発による雲粒や氷粒の生成・消滅などが活発に起こっていて、特に積乱雲ではこれらを的確に予測することが発達過程に対して重要である。

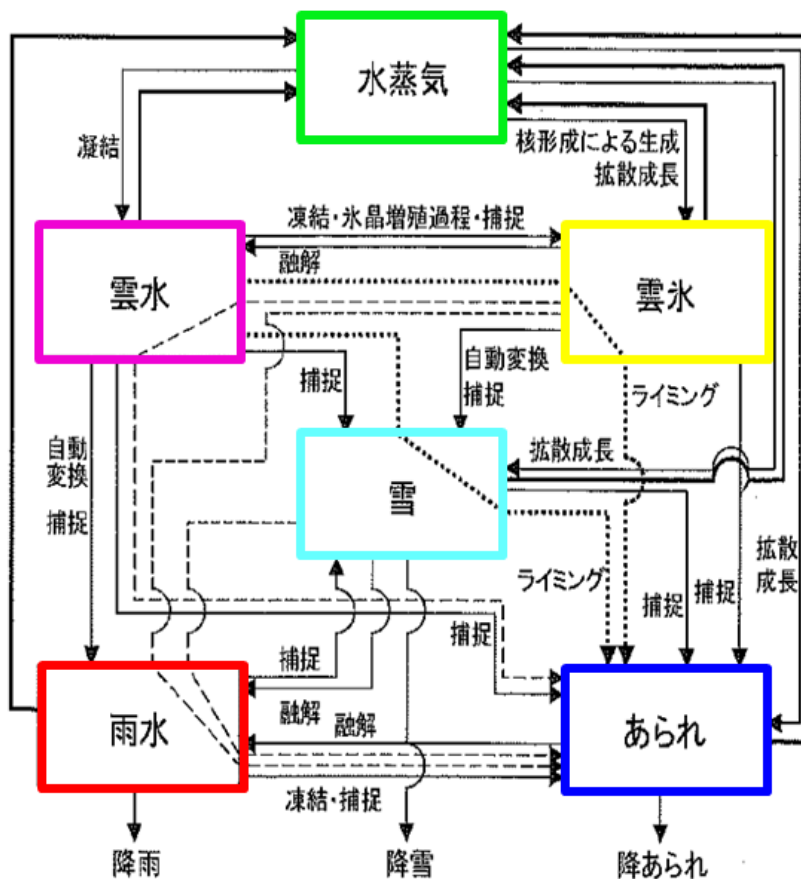


図 3.2.1 雲微物理過程（気象研究ノート第 208 号「メソ対流系」²⁾ より抜粋、加筆）

局地気象モデル WRF では計算時のオプションとして複数の雲微物理モデルを選択することができる。図 3.2.2 にその一例を示す。雲微物理モデルはクラス数とモーメント数によって特徴付けられる。クラスとは、大気中での水の存在状態の種類で、水の相と粒径によって分類される。気相は水蒸気 (Q_v)、液相は粒径の小さいものから雲水 (Q_c) と雨 (Q_r)、固相は粒径の小さいものから雲氷 (Q_i)、雪 (Q_s) とあられ (Q_g) に分けられる。例えば Kessler モデルでは、 Q_v 、 Q_c 、 Q_r の 3 成分を予測しているので 3 クラスの雲物理モデルである。モーメント数はそれぞれのクラスの量を表す予報変数の数である。1 モーメントの雲物理モデルでは、大気に含まれる水の量 (混合比) のみが予報変数である。2 モーメントの雲物理モデルでは、数密度 (単位質量の大気に含まれる粒の数) も予報変数としている。

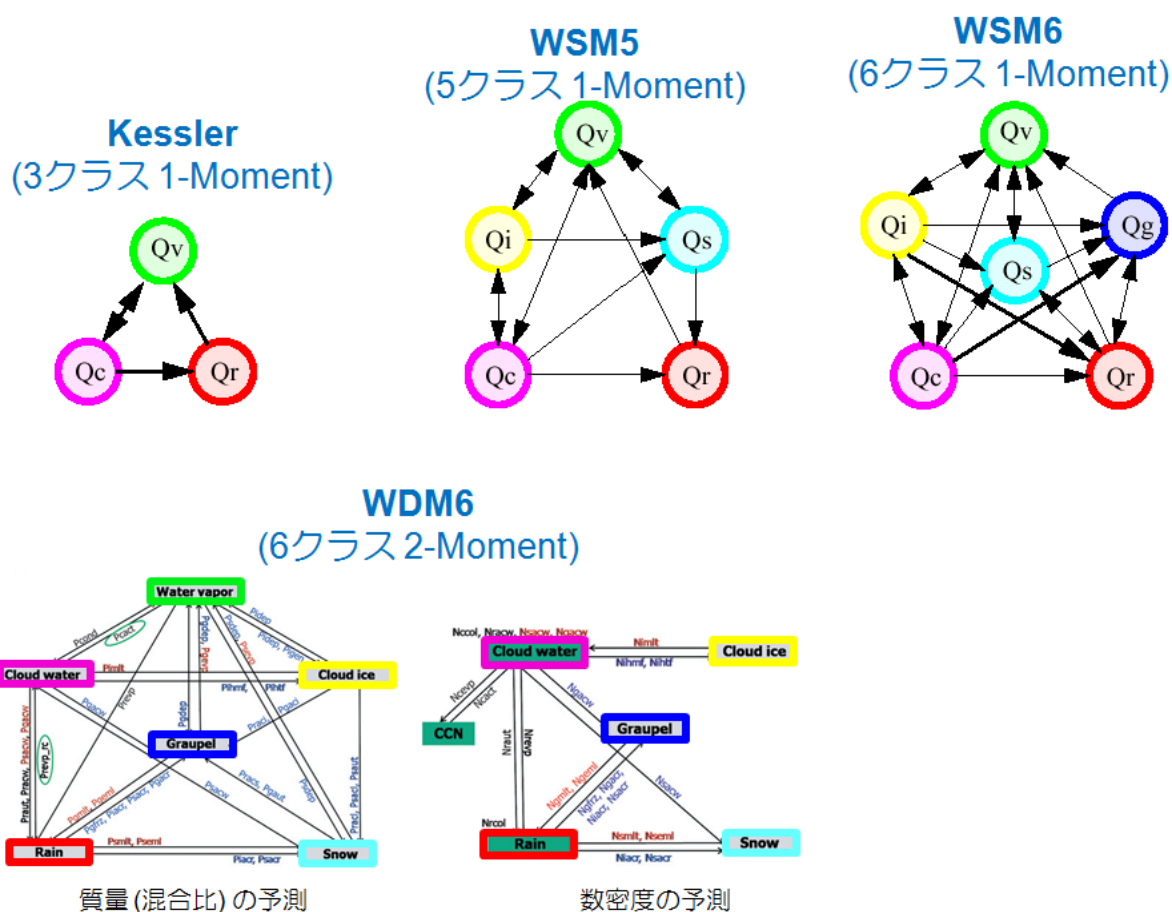


図 3.2.2 WRF で選択可能な雲物理モデルの例

積乱雲は、高さが 10,000m を超えるものもあり、夏でも上空では水は固相である。また、積乱雲中では激しい気流により粒同士の衝突によるクラス間の遷移が活発に起こっており、衝突確率に数密度が影響する。本研究では、6 クラス以上の雲物理モデルである、Goddard³⁾、Thompson⁴⁾、Milbrandt-Yau⁵⁾、Morrison⁶⁾、WDM6⁷⁾の 5 モデルを比較することとした。

WRF をはじめとする局地気象モデルでは、計算の効率化のため、広域場（親領域）を粗い格子間隔（10-20km 程度）で計算し、この結果を利用して注目する領域（子領域）を小さい格子間隔（1km 程度以下）で計算している。積雲・積乱雲は水平スケールが数 km～十数 km であるため、子領域では複数の格子で積雲・積乱雲を表すことができるが、親領域では図 3.2.3 のように一つの格子内に多数の積雲・積乱雲が含まれることになり、雲による大気の変化を表せない。

積雲対流モデルは、図 3.2.3 のような格子サイズよりも小さい積雲・積乱雲による水の状態や量、大気の温度や湿度の鉛直分布の変化を気象予測モデルに取り込むためのモデルである。一般的に格子サイズが 5km 程度以上の場合に積雲対流モデルを用い、5km 未満の場合には積雲対流モデルは用いずに雲微物理モデルのみで降水過程を表現することが多い。図 3.2.4 に WRF (Ver. 3.4.1) で選択可能な積雲対流モデルの例を示す。広域場の水の量や状態の分布が単一積乱雲の発達過程に影響を与えるため、選択する積雲対流モデルの違いにより積乱雲の再現性は異なると考えられるが、今回は雲微物理モデルの違いに着目し、積雲対流モデルとしては中緯度の降雨事例に対する適応事例が多く、気象庁 MSM でも採用されている、Kain-Fritsch を用いることとした。

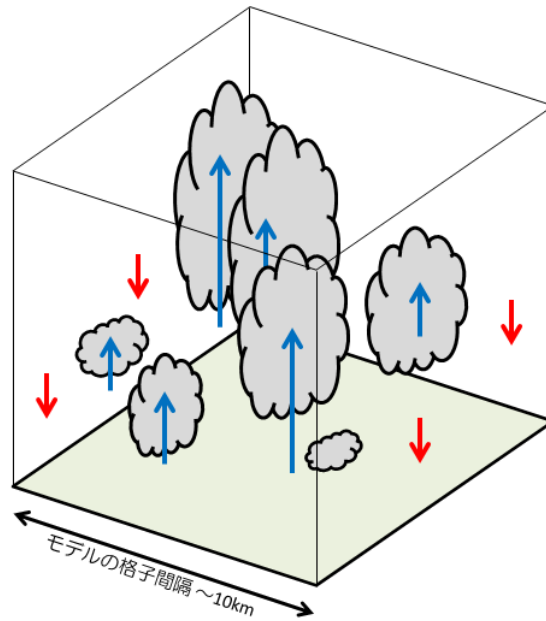


図 3.2.3 気象予測モデルのモデル格子と積雲・積乱雲との関係

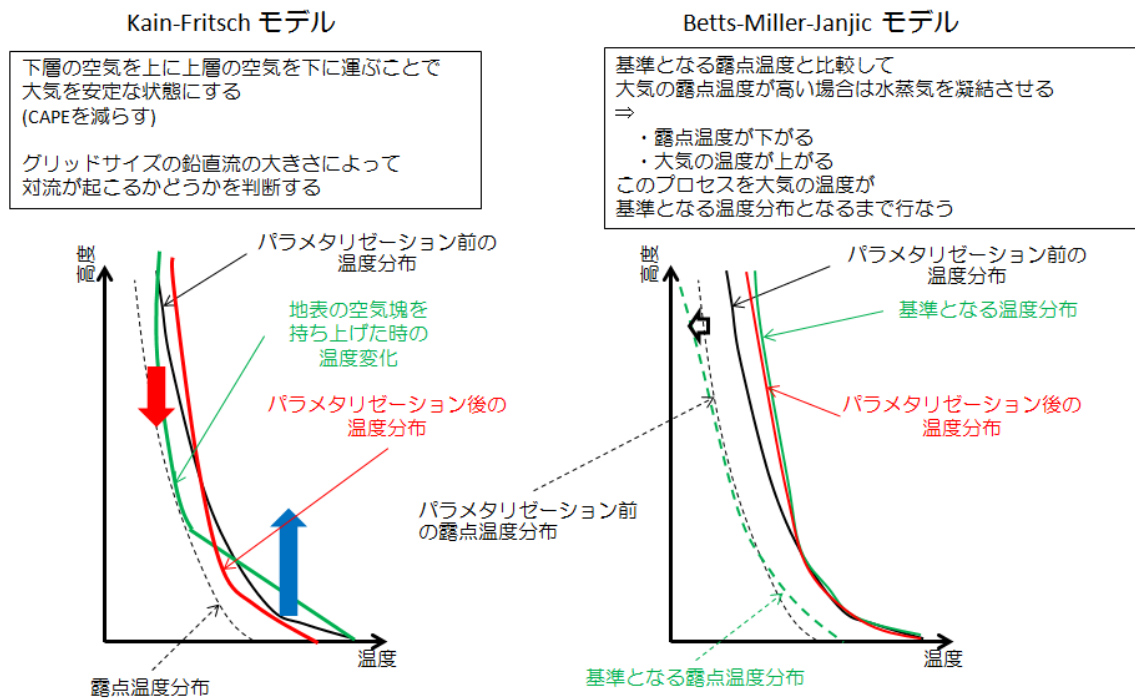


図 3.2.4 WRF で選択可能な積雲対流モデルの例

3. 2. 1 降雨域のスケール解析による予測雨量の評価手法の開発

雲微物理モデルは大気中の水の分布の支配方程式を解くものなので、最適な雲物理モデルの選定は、大気中での水の状態と粒径、その空間分布を観測と比較し、最もよく予測できているものを選べばよい。しかし、積乱雲は水平スケールが小さく時間スケールが短い、鉛直スケールは大きいので詳細な観測が難しい。加えて、大気中の水の分布の観測も難しい。したがって、雲微物理モデルの評価指標として、X バンド MP レーダーによって詳細に観測できる地上での降雨強度を用いることとし、その強さと降雨域の大きさの再現性から雲物理モデルの特徴の違いを調べることにした。

気象予測モデルによる予測と観測では、積乱雲の発生時刻や発生場所が異なる場合が多い。積乱雲は局地的な気象分布に大きく影響されるが、気象予測モデルの初期値および境界値は誤差を有しているため、積乱雲の発生時刻や発生位置まで合わせることは難しい。したがって、現象の発現時刻および位置が一致しているかどうかは考慮せず、積乱雲の発達の高さと大きさに着目して雲微物理モデルの評価を行った。

積乱雲による降水域の広さと降水の強さの関係の模式図を図 3.2.1 に示す。まず、小さな積乱雲が多数発生し、気温や風などの様々な要因によって合体しはじめると（組織化）、積乱雲は急発達し、降水域が広くなり降水強度が強くなる。発達した積乱雲（群）はしばらく勢力を維持し、その後分裂しながら衰弱する。この過程について、気象予測モデルによる計算値と X バンド MP レーダーによる観測値を比較することで、雲微物理モデルの特性評価を行った。

図 3.2.2 に WRF によって計算された降雨予測値の評価フローを示す。

- 1) ウェーブレット解析（2 章参照）を用いて、XRAIN の観測および WRF により計算された予測の降雨分布を層状性の降雨域と対流性の降雨域に分離する。
- 2) 16km より水平スケールの小さい成分の降雨分布（＝積乱雲を構成する対流性降雨域）を抽出し、降雨強度 2[mm/hr]で囲まれた範囲を 1 つの降水セルとして同定する。
- 3) 相関分析により降水セルの合体・分離も考慮しながら降水セルを追跡する。
- 4) 降水セル内の面積とセル内の最大降雨強度をプロットし、降雨域発達ダイアグラムを作成する。
- 5) XRAIN の観測値から作成されたダイアグラムと WRF 計算出力値から作成されたダイアグラムを比較し、WRF 計算による積乱雲発達特性の再現性を評価する。降雨発達ダイアグラムの比較にあたっては、個々の降水セルの最発達時（＝セル内の最大降水強度が最大となった時刻）のデータのみをプロットして比較する。

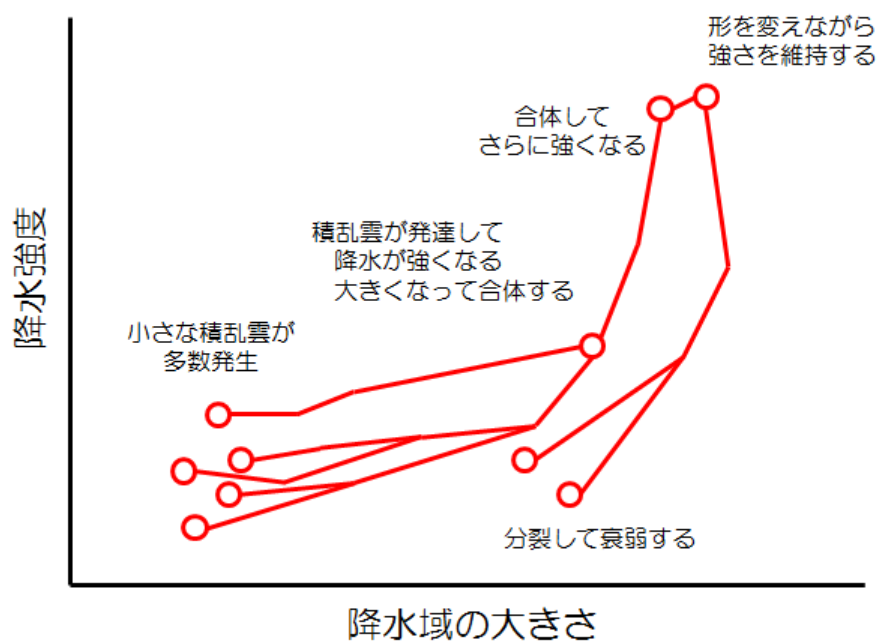


図 3.2.1 豪雨をもたらす積乱雲の降水域の大きさと降水強度の時間発展の模式図

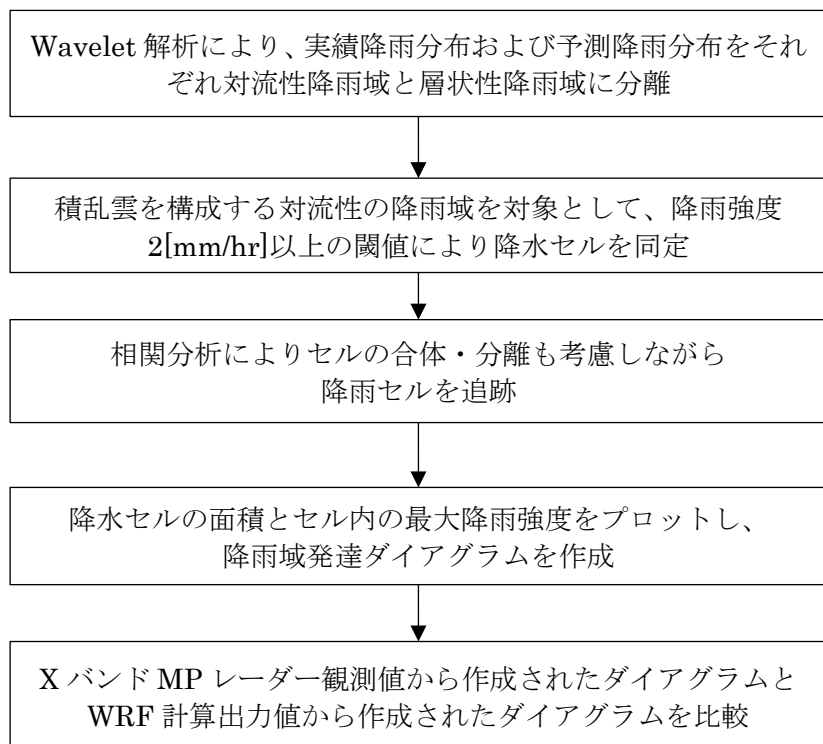


図 3.2.2 WRF 計算出力の評価フロー

3. 2. 2 雲微物理サブモデル毎のメソ対流系の再現性評価

前項で開発した手法を用いて WRF により計算された降雨予測値を XRAIN 実績値と比較することで、雲微物理モデル毎のメソ対流系の再現性評価を行った。表 3.2.1 に WRF の計算条件を、図 3.2.3 に WRF の計算領域を示す。計算対象事例は、近畿地方で大雨となった、2012 年 8 月 14 日の事例（停滞前線による豪雨）と 2012 年 9 月 14 日の事例（大気不安定による豪雨）の 2 事例とした。図 3.2.4 に降雨分布とダイアグラムの対応例を示す。ダイアグラムでは降雨分布の時間や位置のズレは評価対象外として降雨域の発達特性を評価可能である。図 3.2.5 に計算対象事例の地上天気図、総雨量分布、降雨最発達時の降雨強度分布を示す。

表 3.2.1 WRF の計算条件

	第 1 領域	第 2 領域	第 3 領域
モデル	WRF V3.4.1		
水平分解能 [km]	9	3	1
水平格子数	75 × 75	105 × 105	135 × 135
鉛直層数	28		
積雲対流モデル	Kain-Fritsch	—	
雲微物理モデル	—	以下の 5 モデルを比較 (①Goddard ②Thompson ③Milbrant-Yau ④Morrison ⑤WDM6)	
長波放射過程	RRTMG		
短波放射過程	RRTMG		
大気境界層	Monin-Obkhov 相似則		
接地層	5 層熱拡散モデル		
惑星境界層	MYNN		

表 3.2.2 比較対象とした雲微物理モデル（いずれも 6 クラス以上）

モデル	特徴
Goddard	数密度は予報変数としない、1 モーメントモデルである。
Thompson	予報変数として数密度を解くのは、ICE（雲氷）と RAIN（雨水）のみである。
Milbrandt-Yau	GRAUPEL（霰）と HAIL（雹）を別々の予報変数としている。 CLOUD（雲水）、RAIN（雨水）、ICE（雲氷）、SNOW（雪）、GRAUPEL（霰）、HAIL（雹）について数密度も予報変数としている。
Morrison	ICE（雲氷）、SNOW（雪）、RAIN（雨水）、GRAUPEL（霰）について数密度も予報変数とする。
WDM6	CLOUD（雲水）、RAIN（雨水）についてのみ数密度を予報変数としている。 更に CCN（凝結核）の数密度も予報変数としている。

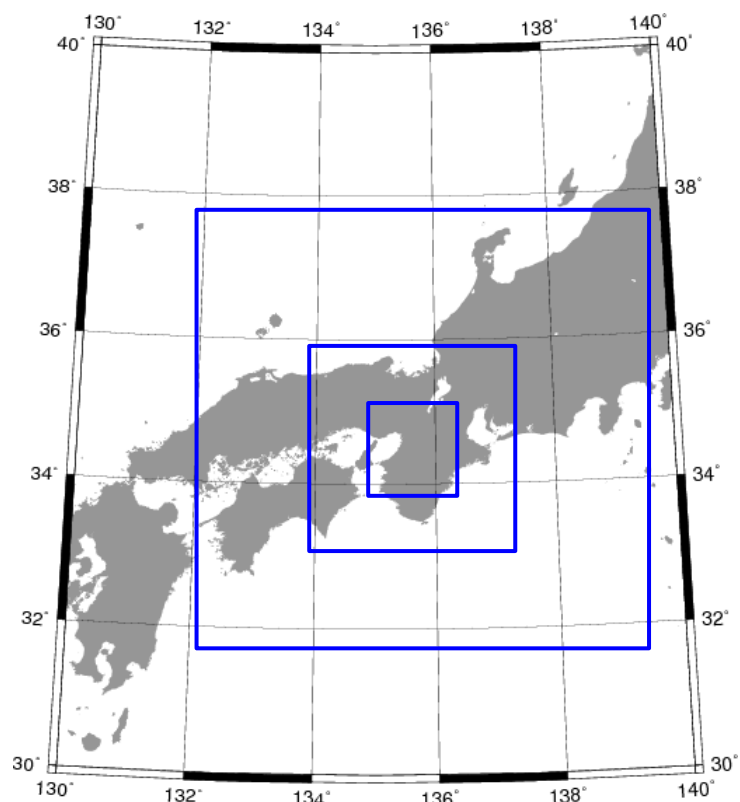


図 3.2.3 WRF の計算領域

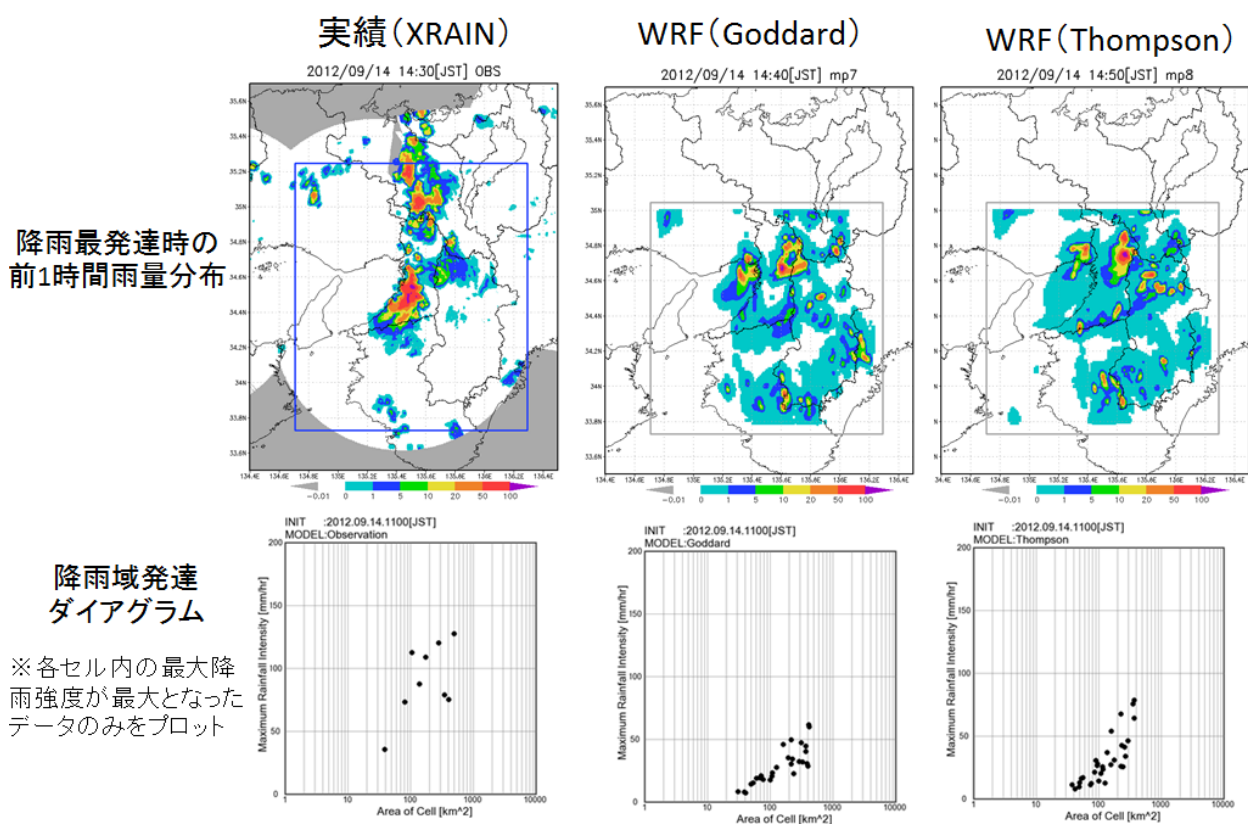


図 3.2.4 降雨分布とダイアグラムの対応

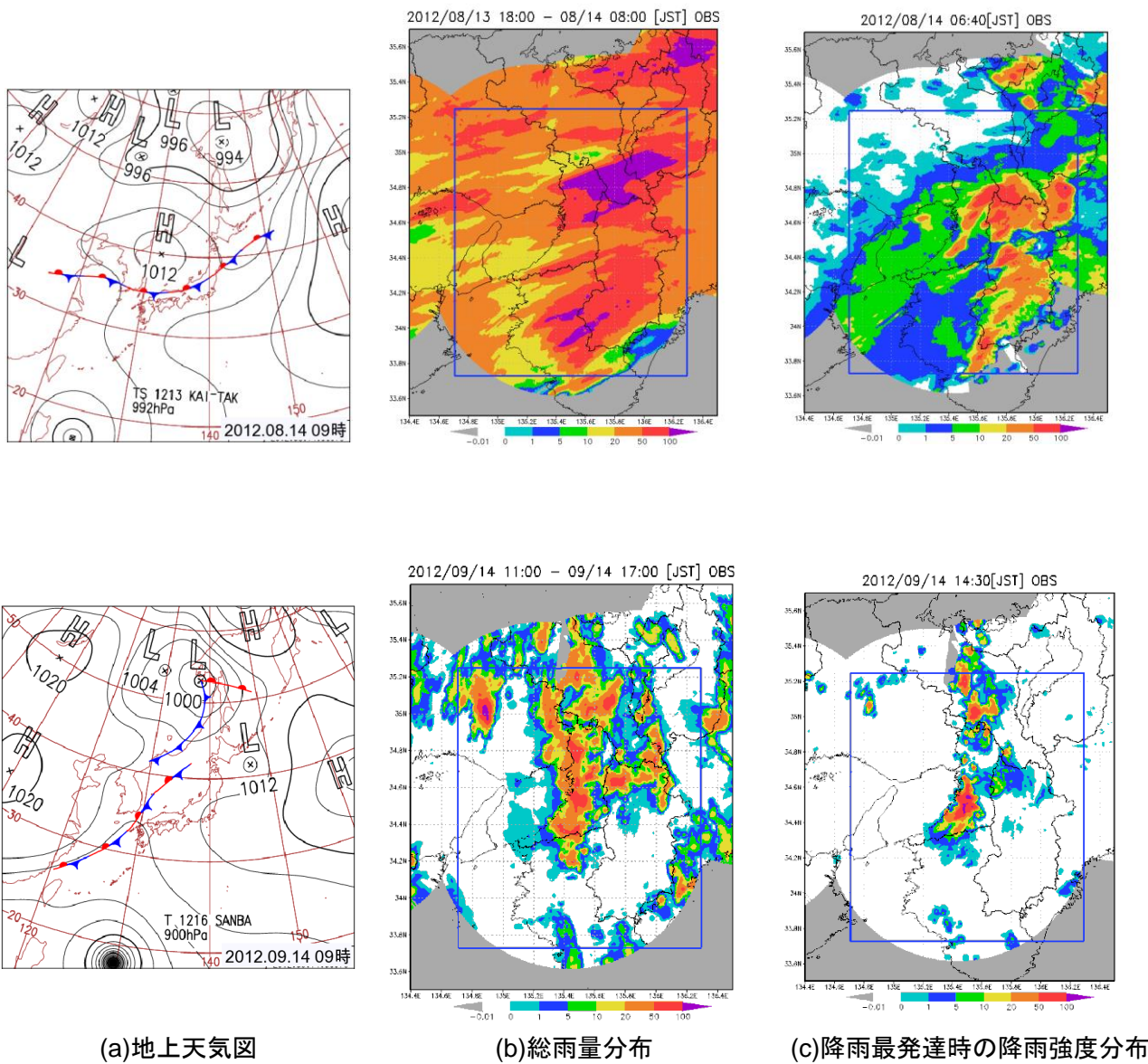
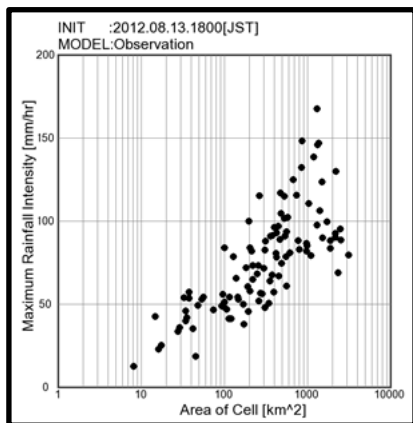
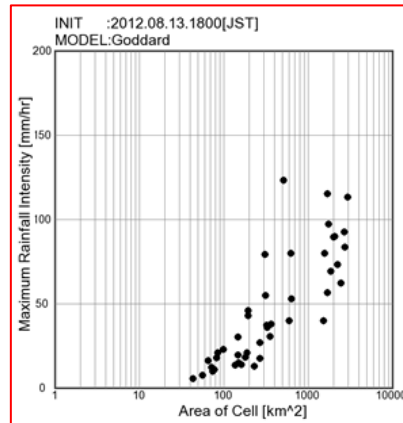


図 3.2.5 計算対象事例の(a)地上天気図、(b)総雨量分布、(c)降雨最発達時の降雨強度分布
(上段：2012 年 8 月 12 日事例（停滞前線） 下段：2012 年 9 月 14 日事例（大気不安定）)

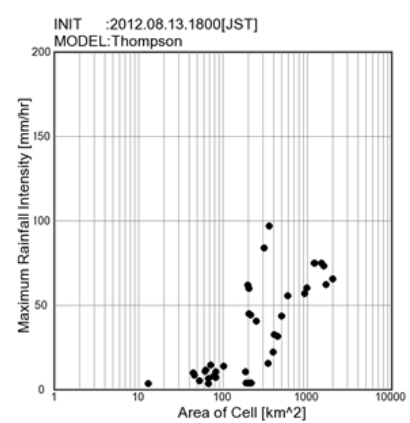
図 3.2.6(1)に、2012 年 8 月 14 日事例を対象とした降雨発達ダイアグラムの比較例を示す。図から、Goddard モデルによる計算結果をもとに作成した降雨発達ダイアグラムが、XRAIN の実績値を用いて作成した降雨発達ダイアグラムに最も近いことがわかる。従って、この事例に関しては、Goddard モデルにより最も良くメソ対流系の発達特性を表現できたことが分る。



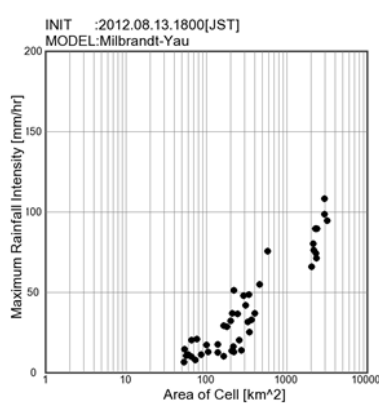
【実績 (XRAIN)】



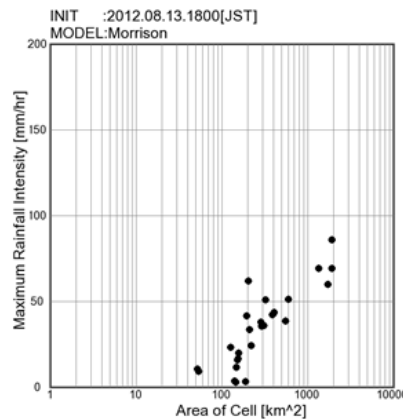
【Goddard】



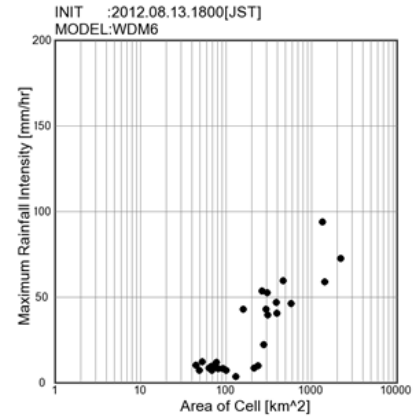
【Thompson】



【Milbrandt-Yau】



【Morrison】

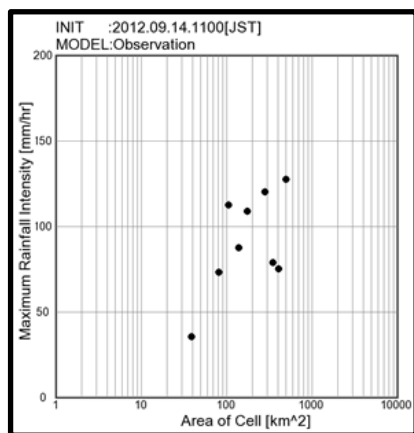


【WDM6】

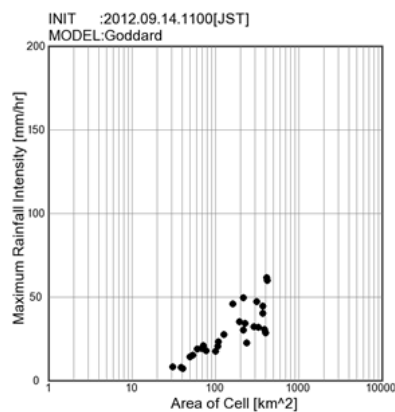
図 3.2.6(1) 降雨発達ダイアグラムの比較 (2012 年 8 月 14 日事例 降雨原因：停滞前線)

図 3.2.6(2)に、2012 年 9 月 14 日事例を対象とした降雨発達ダイアグラムの比較例を示す。図から、Thompson モデルによる計算結果をもとに作成した降雨発達ダイアグラムが、XRAIN の実績値を用いて作成した降雨発達ダイアグラムに最も近いことがわかる。従って、この事例に関しては、Thompson モデルにより最も良くメソ対流系の発達特性を表現できたことがわかる。

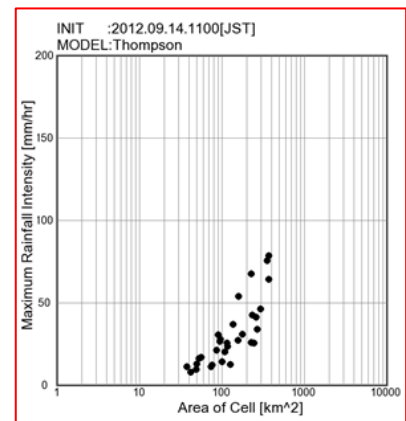
以上から、停滞前線による降雨事例に対しては Goddard モデルが、大気不安定による降雨事例に対しては Thompson モデルにより、メソ対流系の降水システムを表現できる可能性が示唆された。今後、より多くの事例に対して検証を行う必要があると思われる。



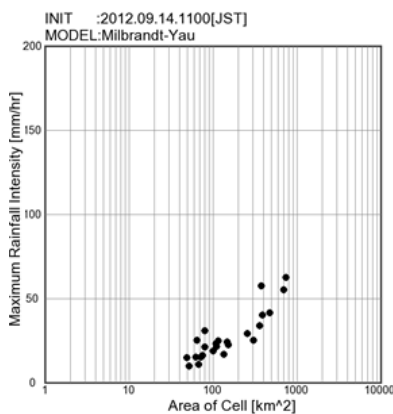
【実績 (XRAIN)】



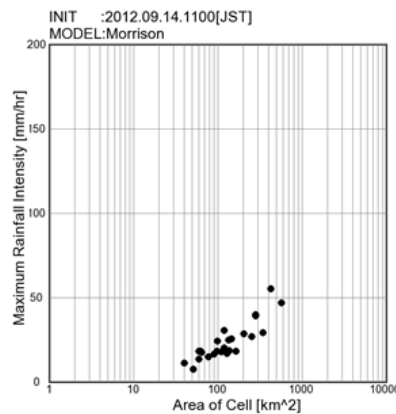
【Goddard】



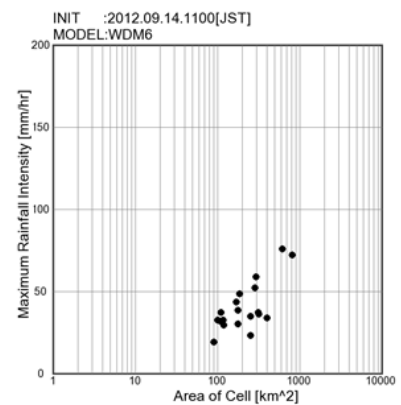
【Thompson】



【Milbrandt-Yau】



【Morrison】



【WDM6】

図 3.2.6(2) 降雨発達ダイアグラムの比較 (2012 年 9 月 14 日事例 降雨原因：大気不安定)

3. 3 局地気象モデルへのレーダー観測情報の同化手法の適用

3. 3. 1 レーダー観測情報の同化方法

WRF (Ver. 3.4.1) の 3 次元変分法 (3DVAR) 同化システムを用いて XRAIN 観測値を局地気象モデル WRF に同化した。図 3.3.1 に WRF による 3DVAR の模式図を示す。WRF の 3DVAR システムでは前回予測値を同化計算に用いることにより過去の観測値も間接的に取り込むサイクルモードも可能であるが、今回は 1 時刻の観測値のみを用いて同化を行うコールドスタートモードによる計算を行った。WRF の 3DVAR 同化システムにより同化したレーダー観測値を表 3.3.1 に示す。同化可能な観測値は、反射強度とドップラー速度の 2 種類である。WRF の 3DVAR では、水平レーダー反射因子： Z_H とドップラー速度： V_R の観測値から、式 3.3.1~式 3.3.3 により WRF のモデル予報変数である 3 次元風速 (u,v,w) および雨水量 Q_r を修正する。XRAIN では降雨強度を算出するための観測として Z_H 以外に、 Z_{DR} 、 K_{DP} の観測も行われており、これらの観測値を用いて降雨強度が推定されている。今回は、XRAIN で提供される降雨強度 (R) を式 3.3.4 により水平レーダー反射因子 (Z_H) を逆推定し同化に用いた。同化に用いたレーダー観測値は、近畿地方の 4 レーダー (鷺峰山、田口、葛城、六甲) の観測値データである。図 3.3.2 に同化に用いたレーダーサイトの位置と観測範囲を示す。

$$V_R = u \frac{x - x_i}{r_i} + v \frac{y - y_i}{r_i} + (w - V_T) \frac{z - z_i}{r_i} \quad \text{式 3.3.1}$$

$$V_T = 5.40a \times Q_r^{0.125} \quad \text{式 3.3.2}$$

$$Z_H = 2.04 \times 10^4 Q_r^{1.75} \quad \text{式 3.3.3}$$

$$Z_H = 200 \times R^{1.6} \quad \text{式 3.3.4}$$

$$a = (p_0/p)^{0.4} \quad p_0 : \text{地上気圧} \quad p : \text{基本場の気圧} \quad V_T : \text{雨滴の終端速度}$$

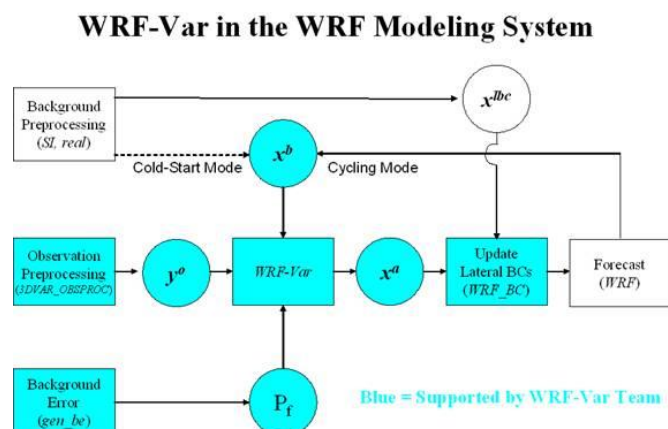


図 3.3.1 WRF による同化の概念図

表 3.3.1 同化に用いたレーダー観測値と同化により修正されるモデル変数

同化データ	同化により修正されるモデル変数	備考
水平レーダー反射因子 (Z_H)	雨水量 (Q_r)	XRAIN プロダクトの降雨強度 (R) データから、 $Z_H = 200 \times R^{1.6}$ によりレーダー反射因子: Z_H を逆推定し、同化に用いた。
ドップラー速度 (V_R)	3次元風速 (u, v, w)	

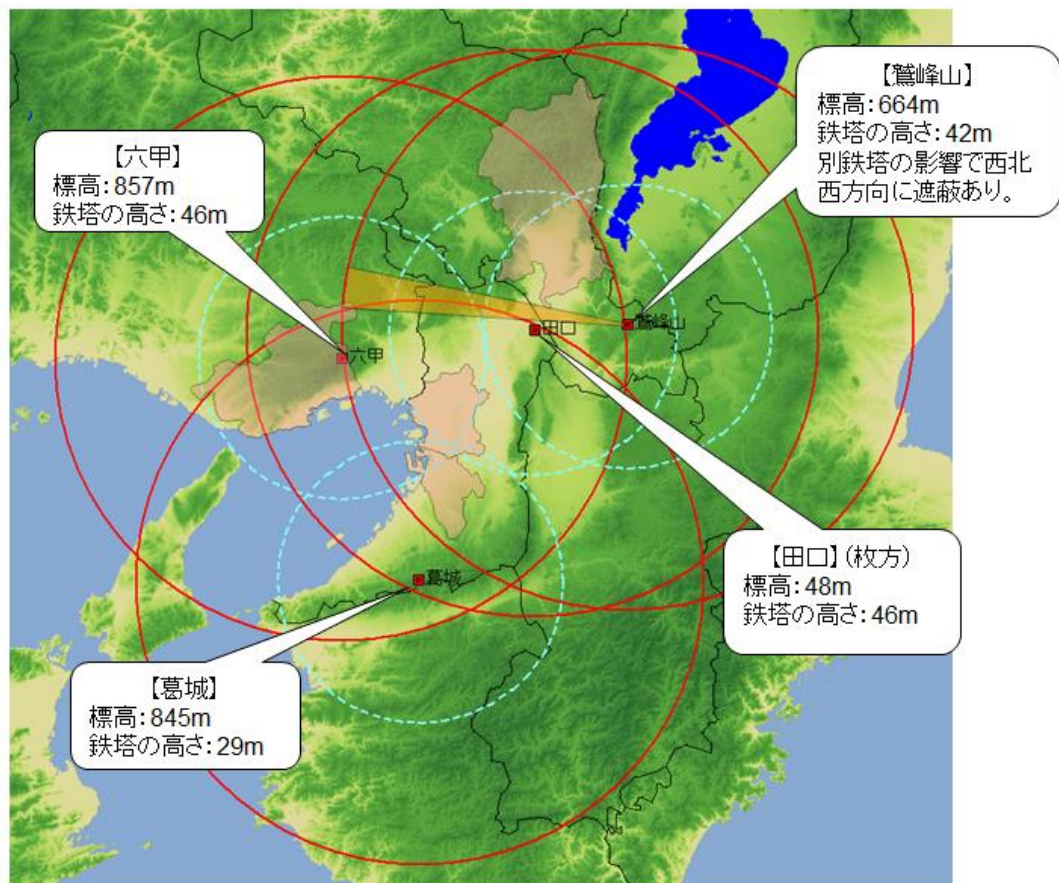


図 3.3.2 同化に用いたレーダーサイトの位置とレーダー観測範囲

3. 3. 2 予測手法の適用・評価

表 3.3.2 に示す事例を対象として前項で示した同化手法を適用し、レーダーデータの同化の効果を評価した。WRF の初期値・境界値には NCEP の GFS 予測値（0.5 度格子）を用いた。表 3.3.3 に WRF の計算条件を示す。

図 3.3.3 に実績雨量および WRF による予測雨量の分布図を示す。図 3.3.3 から、WRF にレーダーデータを同化することにより、同化前には表現できていなかった近畿地方中部での強雨域を表現できていることが分る。ただし、WRF によって計算された強雨域の位置は実際の位置とはずれている。WRF の 3DVAR システムに組み込まれているサイクル同化を行うことにより精度改善の可能性があるが、この点は今後の課題とする。

表 3.3.2 同化手法の検討対象事例

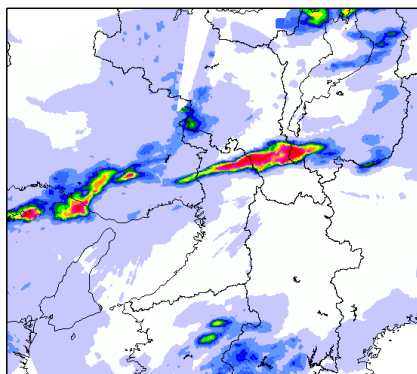
事例番号	予測計算開始時刻	降雨原因	備考
1	2012 年 8 月 14 日 05 時 00 分	前線＋暖湿気流	宇治豪雨

表 3.3.3 WRF の計算条件

	第 1 領域	第 2 領域	第 3 領域
モデル	WRF V3.4.1		
水平分解能 [km]	25	5	1
水平格子数	91×91	121×121	151×151
鉛直層数	28		
積雲対流モデル	Kain-Fritsch	—	
雲微物理モデル	—	WDM6	
長波放射過程	RRTMG		
短波放射過程	RRTMG		
大気境界層	Monin-Obkhov 相似則		
接地層	5 層熱拡散モデル		
惑星境界層	MYNN		

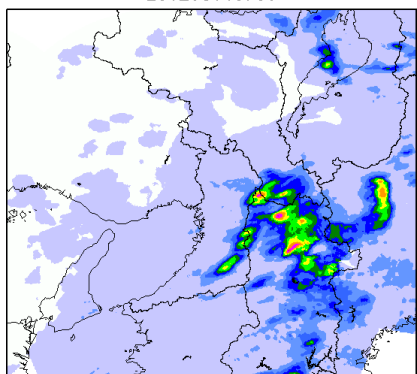
【予測初期時刻】

201208140500

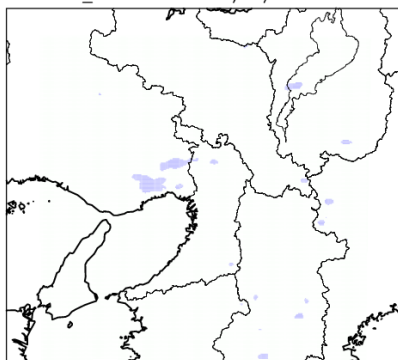


【2 時間後】

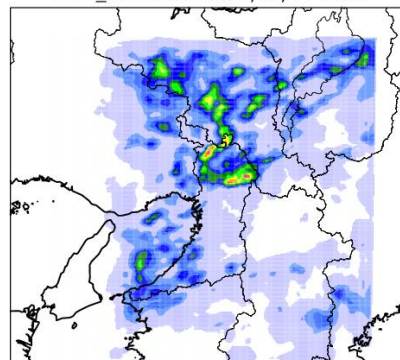
201208140700



INIT:2012/08/14 05:00
NO_Assim. DATE:2012/08/14 07:00

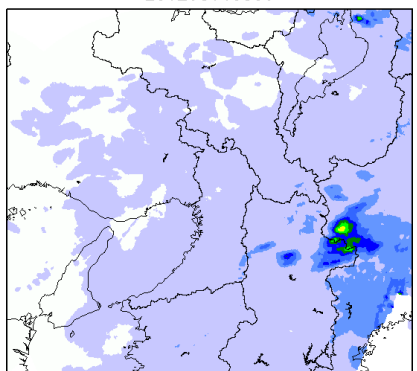


INIT:2012/08/14 05:00
XRAIN_3DVAR. DATE:2012/08/14 07:00

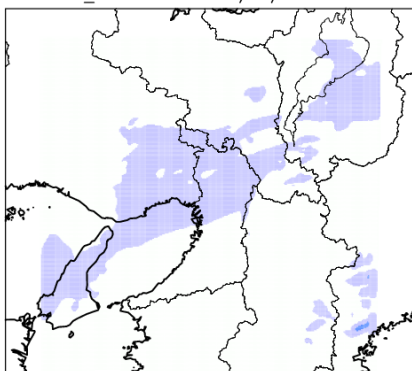


【3 時間後】

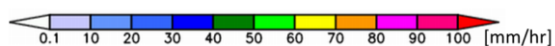
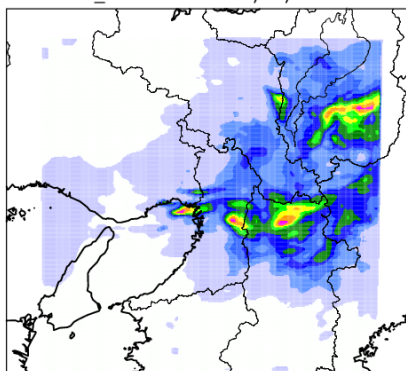
201208140800



INIT:2012/08/14 05:00
NO_Assim. DATE:2012/08/14 08:00



INIT:2012/08/14 05:00
XRAIN_3DVAR. DATE:2012/08/14 08:00



実績

WRF 計算 (同化無)

WRF 計算 (同化有)

図 3.3.3(1) 実績雨量と WRF による予測雨量の分布 (事例番号 : 1)

3. 4 結語

本章では、物理的降雨予測手法として NCAR (National Center for Atmospheric Research) で開発された局地気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting) の適用検討を行った。Wavelet 解析を用いた降雨域発達ダイアグラムを活用して、局地気象モデルにより計算されたメソ対流系の構造の再現性を評価する手法を開発した。開発手法を代表的な雲微物理モデルによる計算結果に適用し、雲微物理モデルの違いによる降雨予測計算結果の違いをメソ対流系の再現性の観点から検証し、降雨成因毎の雲微物理モデルの適合性を評価した。

また、3次元変分法 (3DVAR) による XRAIN 観測データの同化手法を適用し、物理的降雨予測の精度向上の検討を行った。最後に検討した手法を近畿地方の大雨事例に適用し、検証・評価を行った。検証の結果、XRAIN データを局地気象モデル WRF に 3次元変分法 (3DVAR) で同化することにより、同化前には表現されていなかった強雨域を表現することが可能となることを確認した。

XRAIN 観測値を同化した WRF でも強雨域の発生場所、時刻は実績とずれていたため、前回予測値を活用しながら同化を行うサイクル同化の適用等により WRF 計算の初期値改善を図ることが今後の課題である。

第3章 参考文献

- 1) Takada, N., Tanaka, Y., Ikebuchi, S. and Nakakita, E. : A Method to Select the Fittest Microphysics-model for a Rainfall Event through Wavelet Analysis, the 15th Annual WRF Users' Workshop, P37, 2014.
(<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2014/posters/p37.pdf>)
- 2) 日本気象学会 : メソ対流系, 気象研究ノート, 208号, pp.5-5, 2005
- 3) Wei-Kuo Tao, Joanne Simpson, and Michael McCumber, 1989: An Ice-Water Saturation Adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.117, 231–235.
- 4) Gregory Thompson, Paul R. Field, Roy M. Rasmussen, and William D. Hall,: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.136, 5095–5115, 2008.
- 5) J. A. Milbrandt and M. K. Yau,: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. *J. Atmos. Sci.*, Vol.62, 3051–3064, 2005.
- 6) Hugh Morrison and Wojciech W. Grabowski: Modeling Supersaturation and Subgrid-Scale Mixing with Two-Moment Bulk Warm Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, Vol.65, 792–812, 2008.
- 7) Kyo-Sun Sunny Lim and Song-You Hong: Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 1587–1612, 2010.

第4章 実時間の予測誤差情報を利用した降雨予測モデル出力値合成手法の開発¹⁾

4. 1 概説

本章では、2章および3章で開発した運動学的降雨予測手法および物理的降雨予測手法による降雨予測値を実時間においてより有効に活用するための検討を行う。予測開始直後は高精度であるが予測時間と共に急激に精度が低下する運動学的降雨予測手法と、予測開始直後の精度は運動学的予測手法に劣るものの予測時間に伴う予測精度の低下が緩やかな物理的降雨予測手法の出力値を合成することにより数時間先までの予測精度を向上させることが可能と考えられるため、両手法の出力値合成手法は数時間先までの降雨予測手法として現在も多く用いられている。運動学的降雨予測手法と物理的降雨予測手法の相対的な優位性は降雨状況や気象条件により異なると考えられる。本論文では、実時間で得られる直近の予測誤差情報を用いて両手法の精度を評価し、両手法の出力値を合成する最適合成係数の同定原理の開発を行う。次に、開発した最適合成係数同定原理を実運用降雨予測システムで利用可能となるように簡略化を行い、開発した降雨予測値合成手法による降雨予測システムを構築し、近畿地方における大雨事例に適用し、開発手法の検証を行う。

目先数時間を対象とした降雨予測手法には、運動学的予測手法と物理的予測手法が存在する。運動学的予測手法は、現在の降水域の移動傾向の時間外挿に基づく手法である。物理的手法は大気現象の物理法則に基づく手法であり、メソスケール局地気象モデルによる予測が代表的である。図4.1.1は運動学的予測と物理的予測の精度の関係を模式的に示したものである²⁾。一般的に、1時間程度先までは運動学的予測手法が有利であると考えられている。特に、降水域の寿命が比較的長い場合、すなわち層状性の降水が卓越する場合、組織化した積乱雲群、台風による降水ではその傾向が顕著である。一方、降水の時間スケールが短い場合、すなわち単一の積乱雲による対流性降水が卓越する場合には、予測リードタイムが30分を超えると予測精度が急激に低下する。運動学的予測手法において、このような対流性降水の発達・衰弱を考慮して予測する試みは行われている³⁾が、予測初期時刻以降に発生する対流性降水を予測することは不可能である。この点が運動学的予測手法の課題である。気象庁の降水ナウキャストは運動学的手法により予測が行われている⁴⁾。

一方、物理的予測の精度は予測初期時刻では運動学的予測に劣るものの、その先の予測精度の低下は緩やかである。近年、数値モデルの性能向上、計算機技術の発達と観測データの数値モデルへの同化技術の向上によって、物理的予測手法の精度が向上しており、1時間程度先では運動学的手法の精度に匹敵しつつある。しかし、モデルの初期値作成のためのデータの収集と処理の時間に少なくとも数十分程度必要であること、雲微物理過程の理解が十分でないことから対流性降水の完全な再現が難しいこと等の課題もある。

運動学的および物理的降雨予測手法の特徴を踏まえて数時間先までの降雨を高精度に予測するために、2つの手法による予測を合成する手法が開発されてきた。気象庁の降水短時間予報では、全国13領域毎に合成係数を同定し合成を行っている⁵⁾。片岡他⁶⁾では、対象流域の過去の降水特性を詳細に解析して最適な合成係数を予め求めておき、それを合成予測（ハイブリッド降雨予測）に用いた。これらの合成手法による降雨予測値は日本国内の実時間降雨予測情報として実運用されている。

より高度な合成方法についても、多くの研究がなされている^{2)、7)、8)}。これらの研究では、運動学的手法と物理的手法の精度を逐次評価して合成係数の同定を行っているため、降雨成因により両手法の優位

性が異なる点を考慮した合成手法となっている。ただし、これらの手法ではいずれも運動学的手法と物理的手法の合成係数の和を 1 としており、この条件下では運動学的手法、物理的手法の両者が過小あるいは過大予測傾向にある場合、合成によりこの傾向を補正することは出来ない。

本研究では、運動学的手法、物理的手法の誤差情報として予測誤差分散と予測バイアスの二指標を用いた合成手法の開発を行った。開発手法では、予測誤差分散を用いて両手法の優位性を評価し、予測バイアスを活用することで予測システム全体の過大・過小予測傾向の補正を可能とした。

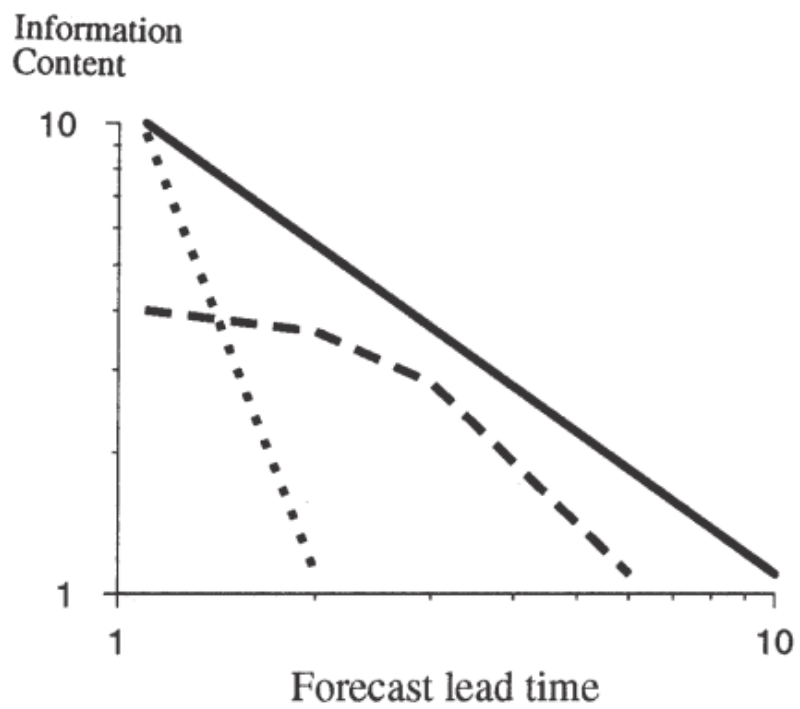


図 4.2.1 予測時間 (forecast lead time) に伴い予測情報 (information content) が失われることを示す模式図²⁾ 実線: 理論的な予測可能性の限界; 破線: 物理的手法 (数値モデル); 点線: 運動学的手法

4. 2 予測誤差情報を利用した最適合成手法の開発

4. 2. 1 予測誤差情報から最適合成係数を決定する原理

以下では、太小文字 \mathbf{a} でベクトル、ローマン体の大文字 \mathbf{A} で行列を表す。簡単のため、観測と、運動学的手法、物理的手法による降水分布は、空間的に格子状に配置された同じ地点で得られるとする。 \mathbf{p}_n 、 \mathbf{p}_m を運動学的手法と物理的手法の全ての格子点での予測値を並べたベクトルとする。

運動学的予測と物理的予測の誤差共分散行列 \mathbf{P}_n 、 \mathbf{P}_m がわかっている（あるいは、推定できる）とする。これらの情報から、最適な合成予測値を求めるため、最尤推定の考え方をを用いた。

つまり、評価関数

$$J(\mathbf{p}) = \frac{1}{2}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_n)^T \mathbf{P}_n^{-1}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_n) + \frac{1}{2}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_m)^T \mathbf{P}_m^{-1}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_m) \quad (\text{式4.2.1})$$

を設定し、これを最小にするような \mathbf{p} を最適予測値とする。ただし、各格子点における予測誤差は期待値を0とする正規分布に従うと仮定している。式(1) は数値的には、勾配法を用いた反復計算によって解くことができる。評価関数 J の \mathbf{p} に関する勾配は

$$\nabla J(\mathbf{p}) = \mathbf{P}_n^{-1}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_n) + \mathbf{P}_m^{-1}(\mathbf{p} - \mathbf{p}_m) \quad (\text{式4.2.2})$$

である。最適予測値 \mathbf{p}_a では、勾配が $\nabla J = \mathbf{0}$ となることを利用する。

予測誤差の分布を正規分布と仮定したので、最適予測値は、 \mathbf{p}_n 、 \mathbf{p}_m を組み合わせて得られる誤差分散が最小、つまり精度が最も高い予測値となる。予測誤差共分散行列の推定精度が、得られる最適予測値の精度に大きく影響することから、この手法においては、誤差共分散行列の推定方法が非常に重要である。

4. 2. 2 簡略化した最適予測値推定手法

式 4.2.2 の評価関数の勾配の計算や、勾配法に伴う反復計算は計算負荷が大きく、実運用システムを構築することが困難である。そこで、式 (1) の評価関数を簡略化することで、実運用に適用可能なシステムを開発した。

まず、誤差共分散行列 \mathbf{P}_n 、 \mathbf{P}_m の非対角成分を 0 とする。これは、予測誤差の空間的な分布の構造を考慮しない、という事である。次に、誤差共分散行列の対角成分が同じ値（領域代表値）を持つとする。つまり、予測誤差が、予測対象領域内で一様であると仮定する。これらの仮定により、実時間で予測誤差情報を利用した降水予測値合成手法のプロトタイプ構築が可能となる。

このような簡略化を行うことで、評価関数とその勾配（式 4.2.1 と式 4.2.2）は

$$J(p) = \frac{1}{2c_n^2} (p - p_n)^T (p - p_n) + \frac{1}{2c_m^2} (p - p_m)^T (p - p_m) \quad (\text{式 4.2.3})$$

$$\nabla J(p) = \frac{1}{c_n^2} (p - p_n) + \frac{1}{c_m^2} (p - p_m) \quad (\text{式 4.2.4})$$

と書くことができる。ただし、運動学的予測と物理的予測の誤差分散の領域代表値をそれぞれ c_n^2 、 c_m^2 とする。式(4.2.4)から $\nabla J = 0$ を満たす p は代数的に解くことができ、

$$p = w_n p_n + w_m p_m \quad (\text{式 4.2.5})$$

$$w_n = \frac{c_m^2}{c_n^2 + c_m^2} \quad (\text{式 4.2.6})$$

$$w_m = \frac{c_n^2}{c_n^2 + c_m^2} \quad (\text{式 4.2.7})$$

となり、最適予測値が求まる。ただし、 w_n と w_m は、それぞれ運動学的予測と物理的予測に対する合成係数である。この定式化では、誤差分散の領域代表値 c_n^2 、 c_m^2 を推定できれば、式 4.2.5 の計算のみで最適推定値を得ることができる。従って、行列計算や勾配法による反復計算がなく、計算負荷が非常に小さい。

4. 2. 3 予測バイアスの補正

これまでの議論では、予測誤差の分布は期待値 0 の正規分布であると仮定した。しかし、実際には、期待値が 0 ではなく、予測誤差に系統的なバイアスがあることが想定される。例えば、地形性降水は、運動学的予測では十分に取り入れることができず、また物理的予測でも完全に再現することが難しい。

また、降水システムが時間と共に発達（衰弱）している場合に、運動学的予測では、過小（過大）な降水を予測する可能性が高い。従って、より精度の高い合成予測の作成には、予測バイアスの補正が必要である。

運動学的予測、物理的予測、の予測バイアスの分布が、過去の予測誤差情報の解析などをもとに、 b_n 、 b_m のようにわかっているとすると、

このとき、予測降水分布を次のように補正する。

$$p'_n = p_n + b_n \quad (\text{式 4.2.8})$$

$$p'_m = p_m + b_m \quad (\text{式 4.2.9})$$

補正後の予測降水量分布 p'_n 、 p'_m を式 4.2.1、式 4.2.2（あるいは式 4.2.3、式 4.2.4）に用いることで、より精度の高い予測が得られることが期待される。

4. 3 開発した予測手法の検証

4. 3. 1 検証システムの構築

前項で述べた最適予測値推定手法の検証を行った。対象地域は近畿地方とした。近畿地方はレーダ観測網が密であり、精度の高いレーダ観測結果が得られているため、検証対象地域に適している。

本検討では国土交通省が平成 22 年 7 月以降試験運用している XRAIN のデータを用いた。運動学的手法では移動ベクトルの推定と予測の初期値として、物理的手法では同化データとして XRAIN のデータを用いた。以下に、運動学的予測手法、物理的予測手法による予測値の作成方法を示す。実時間降雨予測システムにおける予測情報の更新は、運動学的予測は 1 分毎、物理的降雨予測は 1 時間毎と想定し、システム構築を行った。

(1) 運動学的・物理的予測の作成

運動学的予測には、2 章で示したウェーブレット変換を用いて降水分布を対流性と層状性に分離し別々に予測する手法²⁾を用いた。ただし、2.4 節で述べた対流性降水の発達・衰弱は考慮しなかった。

「X バンド MP レーダに関する技術開発コンソーシアム」を通して配信された XRAIN による合成降水強度分布を観測データとして用い、10 分毎に、120 分先までの 10 分降水量の予測を作成した。

物理的予測には、局地気象モデル WRF (Ver.3.4.1) を用いた。初期値・境界値には NCEP の GFS を用いた。2 段階のネスティング（第 1 領域 → 第 2 領域）により積乱雲の解像が可能な 0.75 km 間隔までダウンスケーリングした。解像度の高い第 2 領域では、XRAIN のドップラー風速を 3 次元変分法により同化した。同化手法の詳細は、3.3 節に示した通りである。モデルの設定や物理スキームの概要を表 4.3.1 に、計算領域を図 4.3.1 に示す。物理的予測は、1 時間ごとに 6 時間先までの 10 分降水量を予測した。

表 4.3.1 WRF の計算条件

	第 1 領域	第 2 領域
モデル	WRF Ver.3.4.1	
水平解像度[km]	3.75	0.75
格子数	320×240	240×280
鉛直層数	35	
積雲対流	Kain-Fritsch	—
雲微物理	Pardue-Lin	
長波放射	RRTMG	
短波放射	RRTMG	
大気境界層	Monin-Obkhov 相似則	
地表面	5 層熱拡散モデル	
惑星境界層	Yunsei Univ. モデル	

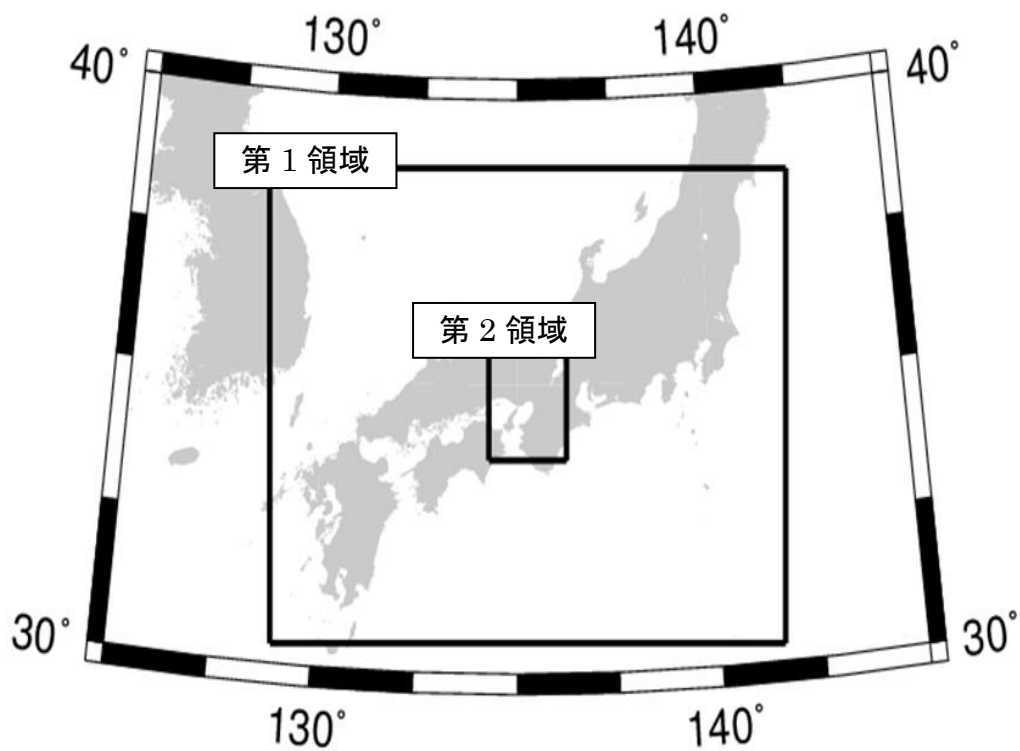


図 4.3.1 WRF の計算領域

(2) 予測誤差分散と予測バイアスの推定

作成した運動学的予測と物理的予測をもとに合成予測を作成するためには、予測誤差分散を推定する必要がある（式 4.2.5）。また、式 4.2.8、式 4.2.9 のバイアス補正を施すためには、バイアスも推定する必要がある。これらは、運動学的予測、物理的予測ともに、現在時刻の予測誤差の情報を利用して推定した。バイアスは、地形やモデルの特性が主要因と考えられ、一般的には空間的な分布を持つと考えられる。本稿では、空間平均したバイアス補正の影響を評価することがまずは重要であると考え、空間的に一様に予測バイアスが存在すると仮定した。運動学的予測は図 4.1.1 に示されているように、リードタイムと共に精度が急激に悪化する。このため、予測誤差分散と予測バイアスは、リードタイムによる変化を考慮した推定を行った。

運動学的予測手法による 60 分先までの予測に関して、 t 分先予測の予測誤差分散 $c_n^2(t)$ には、 t 分前を予測初期時刻とした t 分先予測に対する予測誤差分散を用いた。

物理的予測手法による予測に関しては、数値モデルの前処理と計算に要する時間を考慮して、直近の正時の 1 時間前を初期時刻とする予測結果を用いて誤差分散 $c_m^2(t)$ の推定を行った。物理的予測手法の誤差分散は 60 分先まで時間変化しないと仮定し、60 分先までの誤差分散 c_n^2 と c_m^2 から、60 分先までの合成係数 w_m を求めた。60 分先以降は、120 分先において、 $w_n = 0$ 、 $w_m = 1$ となるように線形内挿して、合成係数を決定した（図 4.3.2 の模式図参照）。

運動学的予測手法の予測バイアスに関しては、予測誤差分散推定と同様の考え方で 60 分先までの予測バイアス $b_n(t)$ を推定し、60 分先以降については 60 分先と同じ値を用いた。物理的手法の予測バイアスに関しても予測誤差分散と同じ考え方で $b_m(t)$ の推定を行い、120 分先まで時間変化しないと仮定した。

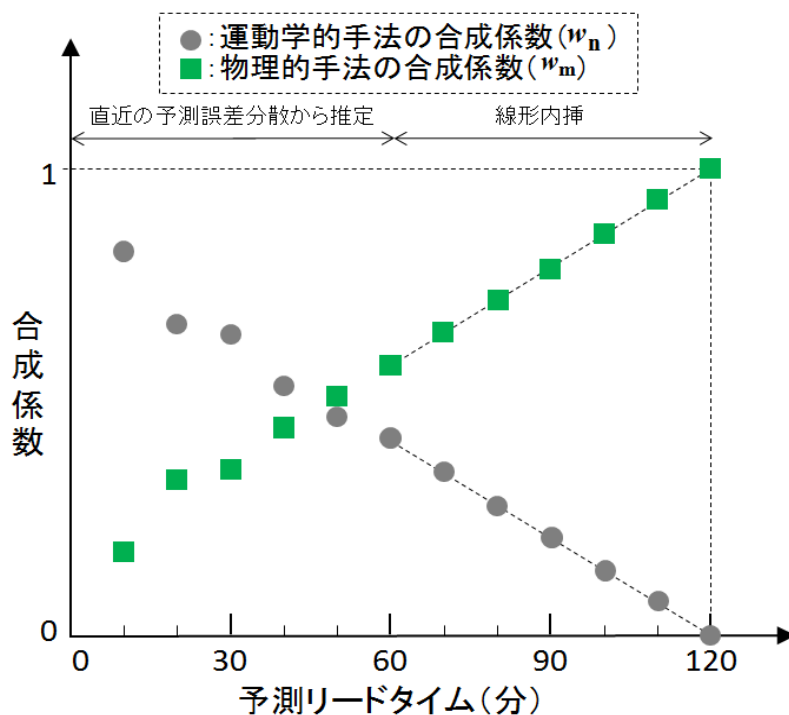


図 4.3.2 予測リードタイムに応じた合成決定手法の模式図

4. 3. 2 手法の適用例

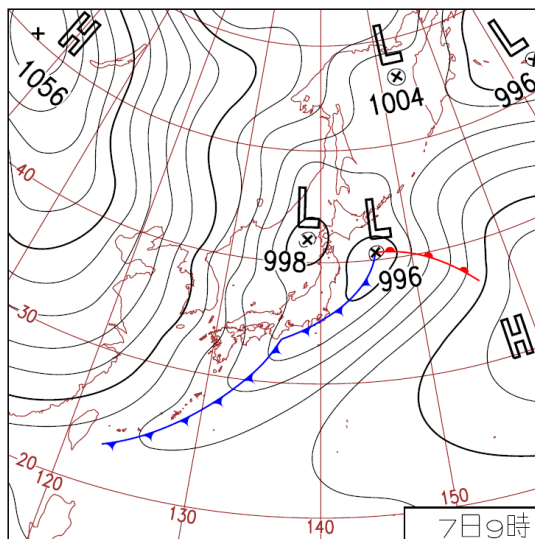
開発手法を、2012 年 2 月 6~7 日の事例に適用した。この事例では 6 日の夜遅くから翌 7 日にかけて、気圧の谷が日本を通過し、それに伴う低気圧と前線により降水がもたらされた。近畿地方の各地で一時的に 30mm/hr 以上の降水強度の降水が観測された。本研究では、初期時刻 2 月 6 日 22 時 30 分の結果を示す。用いた運動学的予測の初期時刻は 22 時 30 分、物理的予測の計算初期時刻は 21 時 00 分である。物理的予測の前処理と予測計算に要する時間を考慮して、物理的予測の計算初期時刻を設定した。初期時刻において XRAIN によって観測された降雨強度分布を図 4.3.4 に示す。運動学的予測、物理的予測の降水量分布と、それらをもとに作成した合成予測の降雨強度分布を図 4.3.5 に示す。誤差分散のみを用いた合成手法を HYB、加えてバイアス補正を行った手法を HYB_AD と表記した。運動学的予測 (NWC) は、先行研究²⁾と同様に、30 分先予測では降水をよく予測できた。しかし、60 分先では、特に強雨域の位置が大きくずれており、対流性降水の発達・衰弱に加えて発生が予測精度に大きく影響することを示唆している。60 分先予測では紀伊半島の大部分が、初期の降雨情報が無いため予測不能領域となってしまう。合成手法の評価は、この予測不可能領域を含まない、図 4.3.5 に□で示した領域を対象として行った。

物理的予測(MDL) は、予測精度はそれほど良くないものの、紀伊半島の降水強度の強い領域や、60 分予測での大阪湾の強雨域などはある程度予測できた。これらを合成した予測分布では、MDL の精度が良くないため、大域的には NWC の結果に近い予測となった。ただし、60 分先予測では、大阪湾に見られる降水域が予測されたり、観測範囲の制約から予測ができなかった紀伊半島南部の降水域が予測されるといった効果が見られた。

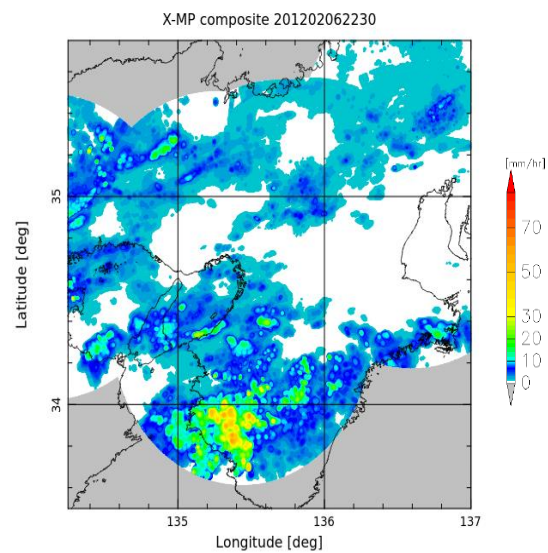
バイアス補正した予測 (HYB_AD) は、補正しない予測 (HYB) と比較して、全体的に降水量が少なく予測された。これは、予測バイアスの空間一様性を仮定し、対象領域全体の RMS 誤差を最小化するように評価関数を設定していることと対応している。すなわち、図 4.3.4 に示されるように物理的予測 (MDL) の 30 分先予測では南北にのびる強雨域が計算されているが、この強雨域は観測 (Observation) にはみられない。この誤差を修正するためにバイアス補正では計算領域全体の降水量を減少させた。バイアスの空間分布を適切にモデル化することでより適切なバイアス補正が可能になると考えられるが、この点は今後の課題とする。

図 4.2.5 に、図中に示した評価対象領域内のデータを対象とした予測の RMS 誤差と予測と実績の降水分布の相関係数を示す。相関係数は、観測・予測の計算格子、250m 毎のデータを用いて算出した。RMS 誤差は、予測を合成することで、NWC・MDL それぞれ単体より小さくなっており、精度が向上した。特に、30 分先以降では、物理的予測を合成することにより、運動学的予測単体よりも大きく精度が向上したことがわかる。また、バイアス補正を行うことで、特に 30 分先から 80 分先までの予測の精度が向上した。一方、相関係数を見ると、HYB_AD、HYB と NWC には大きな違いが見られず、MDL は予測期間内を通して相関が低い。この原因としては、データ同化を含む初期値の推定方法やモデルの物理スキームの設定の問題が考えられる。これらを改善することにより総合的な降水予測システムの精度向上が期待される。

本事例の予測結果は図 4.1.1 の概念図とは異なっている。降水特性により運動学的および物理的予測の精度は異なると考えられる。今後より多くの事例に対して本合成手法を適用し、予測誤差情報をもとに両手法の優位性を適切に判断できるかを検証していく必要がある。



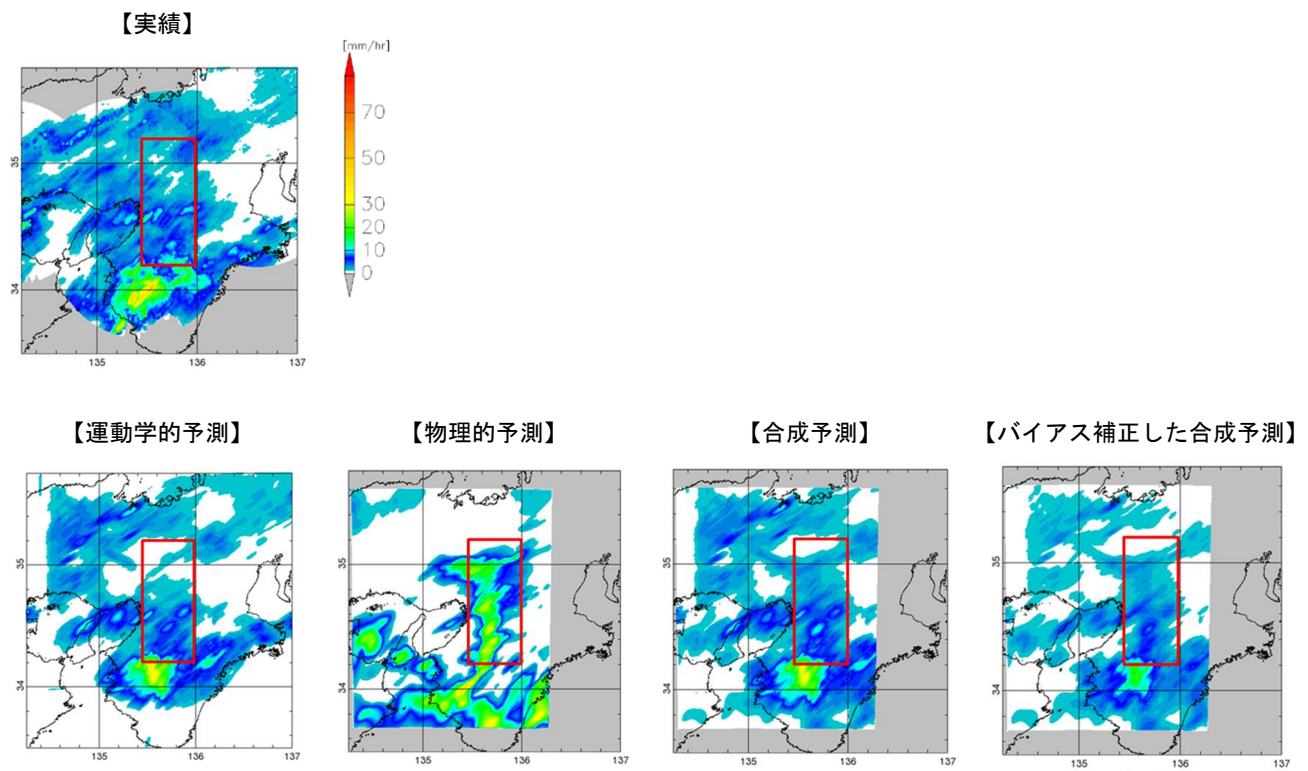
(a)地上天気図



(b)予測初期時刻の地上降雨高度分布

図 4.3.4 検討対象事例の、(a)地上天気図 (b) 予測初期時刻における XRAIN によって観測された降水強度分布 (2012 年 2 月 6 日 22 時 30 分)

(a)30 分先予測



(b)60 分先予測

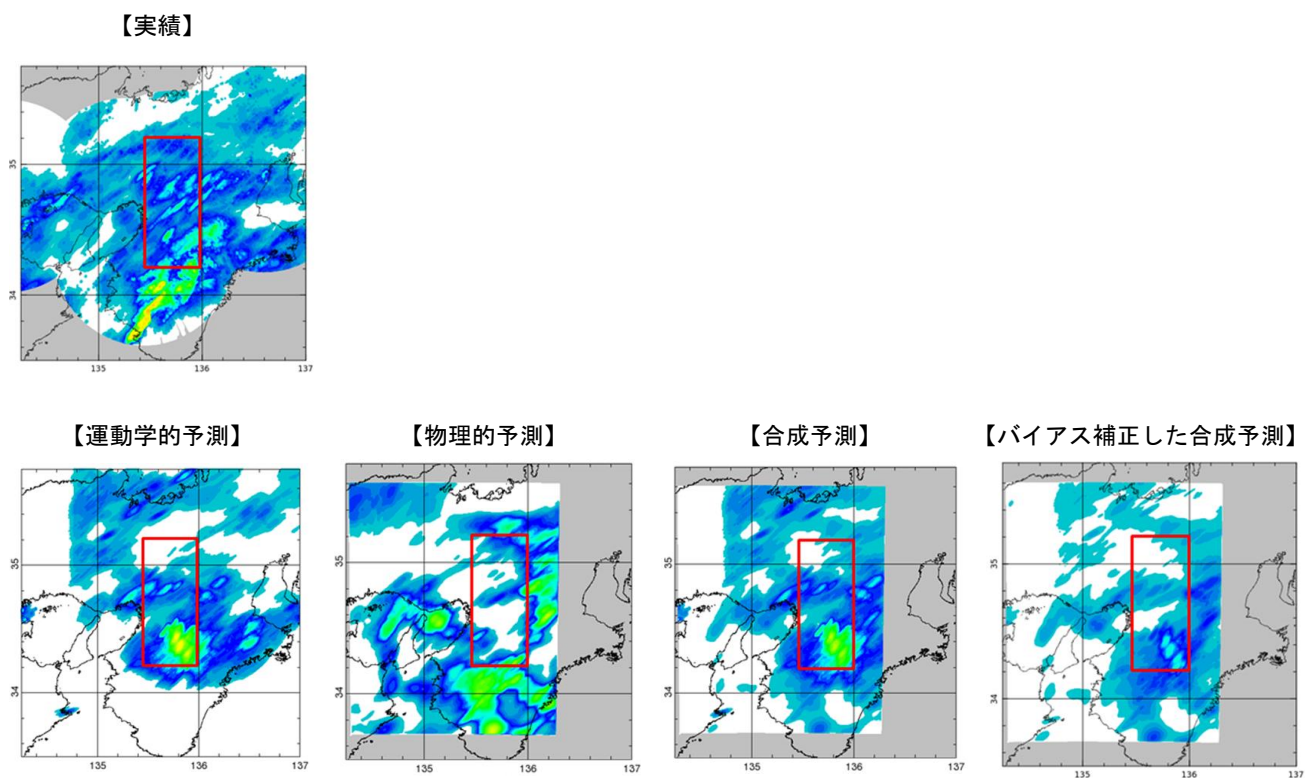


図 4.3.4 実績降雨強度分布と予測降雨強度分布の比較 ((a)30 分先予測 (b)60 分先予測)
(予測初期時刻 2012 年 2 月 6 日 22 時 30 分 図中の : RMS、相関係数の算出領域)

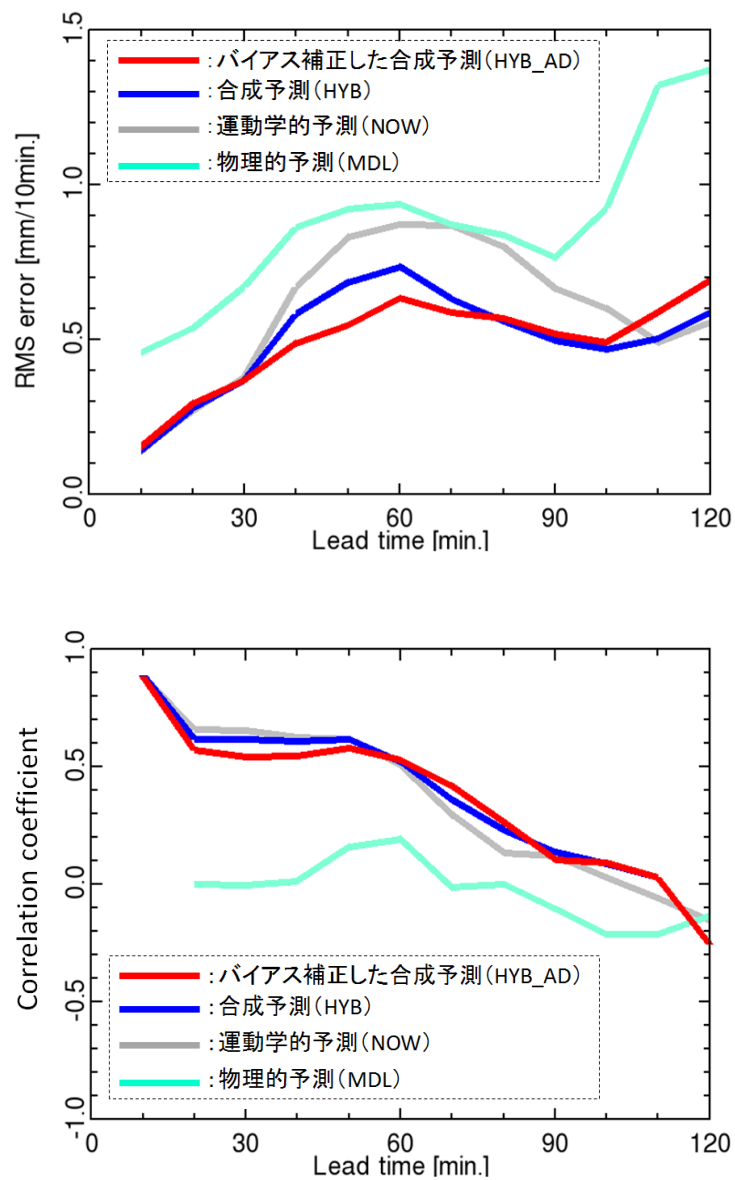


図 4.3.5 北緯 34.2-35.2°、東経 135.4-136° の領域 (図 4.3.4 の□の領域) で解析した (上) 予測の RMS 誤差と (下) 降水分布の相関係数の時間変化 (初期時刻: 2012 年 2 月 6 日 22 時 30 分)

4. 4 結語

本章では、2章および3章で開発した運動学的降雨予測手法および物理的降雨予測手法による降雨予測値を実時間においてより有効に活用するための検討を行った。開始直後は高精度であるが予測時間と共に急激に精度が低下する運動学的降雨予測手法と、予測開始直後の精度は運動学的予測手法に劣るものの予測時間に伴う予測精度の低下が緩やかな物理的降雨予測手法の出力値を合成することにより、数時間先までの予測精度を向上させることが可能と考えられるが、両手法の相対的な優位性は降雨状況や気象条件により異なると考えられる。そこで、実時間で得られる直近の予測誤差情報を用いて両手法の精度を評価し、両手法の出力値を合成する最適合成係数の同定原理の開発を行った。

次に、開発した最適合成係数同定原理を実運用降雨予測システムで利用可能となるように簡略化を行い、開発した降雨予測値合成手法による降雨予測システムを構築し、近畿地方における大雨事例に適用し、開発手法の検証を行った。開発手法を近畿地方における大雨事例に適用した結果、開発手法により運動学的手法、物理的手法単体よりも精度の高い降雨予測値を作成することが出来た。今後、より多くの事例に適用し、検証を行っていく必要があると考えられる。

第4章 参考文献

- 1)高田望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一: 実時間の予測誤差分散と予測バイアスを利用した降雨予測モデル出力値合成手法の開発, 水工学論文集, 第58巻, pp.895-900, 2014.
- 2)Golding, B. W.: Nimrod: a system for generating automated very short range forecasts, *Meteor. Appl.*, Vol.5, pp.1-16, 1998
- 3)高田 望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一: 局地的な大雨の予測精度向上を目指した降水ナウキャスト手法の開発, 水工学論文集, 第57巻, pp.349-354, 2013.
- 4)杉浦伊織, 國次雅司, 辻村 豊, 牧原康隆: 気象庁降水ナウキャストの概要, 日本気象学会大会講演予稿集87,pp.208,2005
- 5)気象庁予報部,新しい数値解析予報システム,数値予報課報告・別冊第47号,pp.36-37,2000年10月
- 6)片岡幸毅, 安岡恒人, 小久保鉄也, 高田 望: 急峻な山岳域を対象とした短時間降雨予測手法の開発, 電力土木,No.316,pp1-5,2005.
- 7)Atencia, A., Rigo T., Sairouni, A., More, J., Bech, J., Vilaclara, E., Cunillera, J., Llasat, M. C., and Garrote L.: Improving QPF by blending techniques at the Meteorological Service of Catalonia, *Natural Hazards and Earth System Science*, Vol.10, pp.1443-1455, 2010.
- 8)Bowler, N. E., Pierce, C. E., and Seed, A. W.: STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol.132, pp.2127-2155, 2006.

第5章 予測誤差を考慮した降雨予測情報提供システムの開発

5. 1 概説

前章までは、高時空間分解能のレーダー観測情報である XRAIN を用いた運動学的降雨予測手法および物理的降雨予測手法の精度向上検討を行った。更にこれらの手法により計算された降雨予測値の合成方法についても高度化の検討を行った。

本章では、降雨予測情報が誤差を持つことを踏まえ、誤差幅を持った降雨予測値作成手法の検討を行う。運動学的降雨予測手法の誤差幅は、降雨スケール毎の移動ベクトル推定誤差に基づく手法とタイムラグアンサンブルによる手法により推定を行う。物理的降雨予測手法の誤差幅は、局地気象モデル WRF の計算を行う際に複数の雲微物理モデルを用いることによるモデルアンサンブルを適用する。

次に、誤差幅を持った降雨予測情報の推定誤差幅が妥当であったかを評価する手法の検討を行い、誤差幅を持った降雨予測情報提供方法の検討を行う。更に、降雨予測情報が誤差を持つことを前提とした降雨予測情報提供システムの機能設計を行い、具体的な降雨予測情報提供システムの試作を行う。最後に、開発した降雨予測情報提供システムを用いたリアルタイムシミュレーションを行い開発したシステムの効果を実運用の観点から検証する。

水害をもたらすような集中豪雨や局地的な大雨を完全に予測することは不可能であり、河川管理においては降雨予測情報の誤差を想定した判断が必要となる。短時間降雨予測の誤差情報活用に関してはいくつかの既往研究が行われている。上林は³⁾レーダー情報を用いた短時間降雨予測モデルによる流域平均予測雨量の予測誤差の確率分布を正規分布と仮定して予測降雨を多数発生させ、貯留関数法を介してダム流入量予測値の確率分布を算出し、降雨予測誤差確率を考慮したダム流入量予測値がダムの洪水調節等に有効な情報となることを示した。Takasao et al.⁴⁾は、レーダ情報を活用した代表的な短時間降雨予測手法の一つである移流モデル⁵⁾の発達衰弱項を確率モデルで表現し、解析的に導かれた流域平均雨量の予測誤差分散と実際の予測誤差分散が良く一致することを示した。立川⁶⁾らは、移流モデルによる予測降雨場の予測相対誤差の頻度分布が降雨強度によらず対数正規確率分布で表現できる可能性があること、予測相対誤差は空間的な相関関係があり、分布関数のパラメータは一降雨の間一定とみなせることを示した。

このように降雨予測や降雨予測値をもちいた流出予測情報に関して、確率的な処理をすることで誤差幅を考慮した予測を行う研究は多くなされているが、実運用の降雨予測システムや流出予測システムにおいては決定論的な予測情報のみが提供されていることが多い。本章では前章までで開発した降雨予測手法の誤差幅を推定する手法を検討し⁷⁾、検討結果を踏まえた予測誤差推定に基づいた降雨予測情報提供方法の開発を行った。

5. 2 誤差幅を持った降雨予測値作成手法

降雨予測手法をいかに高度化したとしても完全な予測を行うことは困難であり、降雨予測は常に誤差を持つ。降雨予測誤差の原因としては、降雨予測モデルの不完全性、降雨予測モデルの初期値・境界値の誤差等である。降雨予測値が誤差を持つことを踏まえて降雨予測情報を活用する手法としては、アンサンブル予測手法が用いられる。アンサンブル手法には少しずつ異なる複数の初期値を作成して予測モデルによる予測計算を行うタイムラグアンサンブルや、同じ初期値を用いて複数の予測モデルを用いて予測計算を行うモデルアンサンブルがある。いずれのアンサンブル手法でも計算された複数の予測値のばらつきの程度により予測の誤差幅を推定する。本研究では、運動学的予測手法に対して1分毎に更新する初期値を活用したタイムラグアンサンブル手法を、物理的降雨予測手法に対して複数の雲微物理モデルを用いるモデルアンサンブル手法を適用した。更に運動学的予測手法では、降雨現象のスケール分離に基づく予測誤差推定手法の検討も行った。

5. 2. 1 運動学的降雨予測の予測誤差推定手法

運動学的降雨予測手法の予測誤差推定には、①降雨現象のスケール分離に基づく誤差推定 と ②タイムラグアンサンブル の2手法を検討した。図 5.2.1、図 5.2.2 に各手法の概念図を示す。

降雨現象のスケール分離に基づく誤差推定手法は、2章で開発した Wavelet 解析による降雨現象のスケール分離手法を用いたものであり、本論文で開発した予測手法の特徴を活かした手法である。同手法では、運動学的降雨予測手法の誤差の原因となる、移動ベクトル推定誤差と、雨域の発達衰弱による誤差をそれぞれ推定する。

タイムアンサンブル手法は XRAIN を活用した運動学的予測手法が 1 分毎と高頻度に更新することが可能となって利点を活かした手法である。

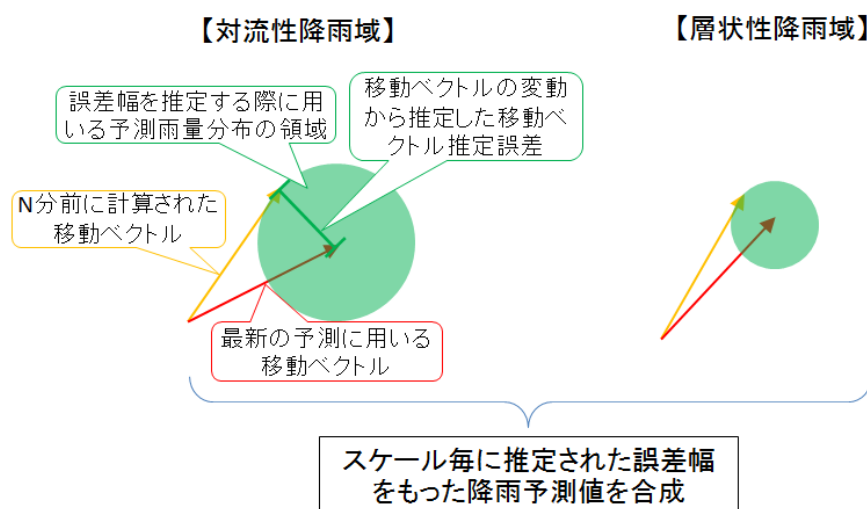


図 5.2.1 降雨現象のスケール分離に基づく運動学的予測手法の予測誤差推定の概念図

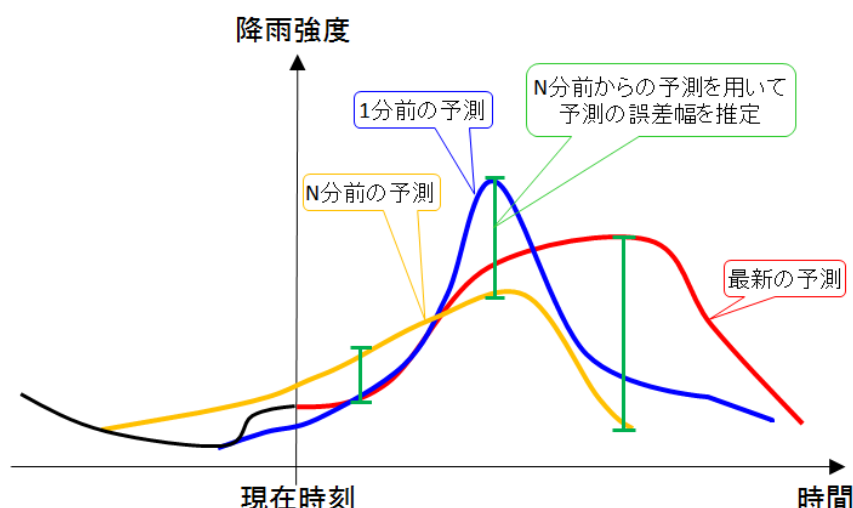


図 5.2.2 タイムラグアンサンブルに基づく運動学的予測手法の予測誤差推定の概念図

(1) 降雨現象のスケール分離に基づく誤差推定

レーダー情報をベースとした運動学的予測の誤差の原因には、雨域の移動推定誤差と雨域の発達衰弱（または発生消滅）による誤差が考えられる。本研究では図 5.2.3 に示すように誤差原因毎に予測誤差を推定し、これらを合成することで総合的な予測誤差を推定した。以下、誤差原因毎の誤差推定方法を述べる。本論文では予測の誤差幅を想定した上位側の予測値を上限值、下位側の予測値を下限值と記述する。

今回検討に用いた降雨予測手法では、降雨域を対流性の降雨域と層状性の降雨域に分離してそれぞれ予測し、これらを合成することで予測雨量分布を得る。従って、予測誤差についても、対流性降雨域と層状性降雨域それぞれについて推定し、これらを合成することで総合的な予測誤差を推定することが可能となる。

1) 移動ベクトル推定誤差に伴う降雨予測誤差の推定

運動学的降雨予測ではレーダー雨量観測値が更新する毎に降雨域の移動ベクトルを算出し、その移動ベクトルを用いて降雨予測計算を行い、レーダー観測メッシュ毎の予測雨量を得る。降雨域の移動ベクトルは時々刻々変化すると考えられる。そのため、予測開始時点で推定した降雨域の移動ベクトルと予測の時間帯における降雨域の実際の移動方向は必ずしも一致しない。これが運動学的降雨予測手法による降雨予測誤差の一因である。本研究では t 分前の予測計算に用いられた移動ベクトル $\mathbf{V}(-t)$ と最新の予測に用いる移動ベクトル $\mathbf{V}(0)$ の差の絶対値 $|\mathbf{V}(-t) - \mathbf{V}(0)|$ を、最新予測の移動ベクトル推定誤差を支配する物理量とみなして移動ベクトル推定誤差に伴う降雨予測誤差の推定を行った。メッシュ毎の予測雨量の上限値 R_{max} [mm/hr] および 下限値 R_{min} [mm/hr]の計算方法は以下の式 5.2.1~式 5.2.3 に示しておりである。

$$R_{max} = R + \sigma(R_r) \quad (\text{式 5.2.1})$$

$$R_{min} = R - \sigma(R_r) \quad (\text{式 5.2.2})$$

$$r = |\mathbf{V}(-t) - \mathbf{V}(0)| \times \Delta xy \times \Delta t / 60 \quad (\text{式 5.2.3})$$

R : 降雨予測モデルによるメッシュ予測雨量[mm/hr]

r : 誤差幅推定に用いるメッシュ距離

R_r : R と距離 r 以内のメッシュの予測雨量[mm/hr]

$\sigma(R_r)$: R_r の標準偏差[mm/hr]

Δt : 予測時間[分]

$\mathbf{V}(-t)$: t 分前の予測の移動ベクトル[km/hr]

Δxy : レーダー雨量および予測雨量の格子サイズ[km]

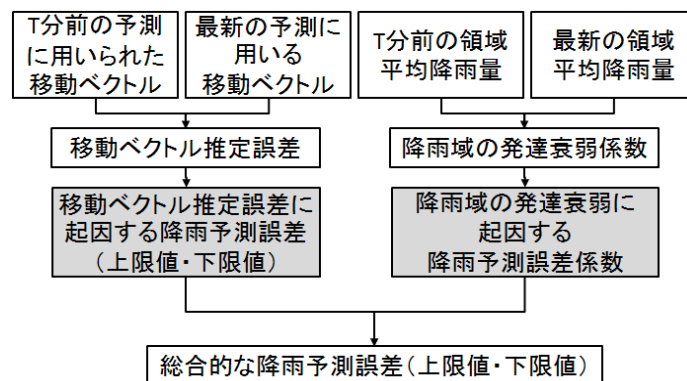


図 5.2.3 予測誤差の推定フロー

2) 降雨域の発達衰弱に伴う降雨予測誤差の推定

運動学的降雨予測手法による降雨予測誤差の要因には、移動ベクトル推定誤差以外に、降雨域の発達衰弱（発生消滅）がある。本論文では t 分前に行った t 分先予測の計算領域の降雨観測値の空間平均値 A_p と同領域の最新のレーダー観測値 (A_o) の比 (A_p/A_o) を、発達衰弱に伴う降雨予測誤差係数として算出し、式 5.2.4、式 5.2.5 によりメッシュ予測雨量の上限値および下限値を修正する。

$$R'_{max} = R_{max} \times C \quad (\text{式 5.2.4})$$

$$R'_{min} = R_{min} \times 1/C \quad (\text{式 5.2.5})$$

R'_{max} : 降雨発達衰弱を考慮したメッシュ予測雨量の上限値

R'_{min} : 降雨発達衰弱を考慮したメッシュ予測雨量の下限値

C : 降雨発達衰弱に起因する降雨予測誤差係数

ただし、

$A_p/A_o \geq 1$ の場合, $C = A_p/A_o$

$A_p/A_o \leq 1$ の場合, $C = A_o/A_p$

(2) 初期値アンサンブル手法による誤差推定

初期値アンサンブル手法による誤差推定では、予測初期時刻の異なる予測値をアンサンブルメンバーとして扱い予測値の誤差幅を推定する。通常、降雨状況は時々刻々変化し、運動学的降雨予測手法による予測の精度は初期値依存性が高いため、古い予測初期時刻の予測値はアンサンブルメンバーとしての有効性は低い。一方、XRAIN では1分毎と高頻度に実績値が更新されるため、初期値アンサンブルにより有効なメンバーを得ることが可能であると考えられるため、XRAIN を用いた運動学的予測手法では、初期値アンサンブル手法も誤差推定の有効な手法である。初期値アンサンブル手法を実際の降雨事例に適用した。図 5.2.4 に初期値アンサンブル手法の適用例を示す。9 分前から最新時刻までの1分毎の10個の異なる予測初期時刻による予測を行った。図 5.2.4 の予測の時間帯では最新の予測を赤太線で、10 個の予測値の最小値から最大値までの幅を塗り潰して表示している。また、実績の時間帯では、実績値を黒太線で示し、10 分先予測値の予測値の上下限幅を塗り潰して表示している。図から、予測上下限の幅は時間とともに変動していることが分る。

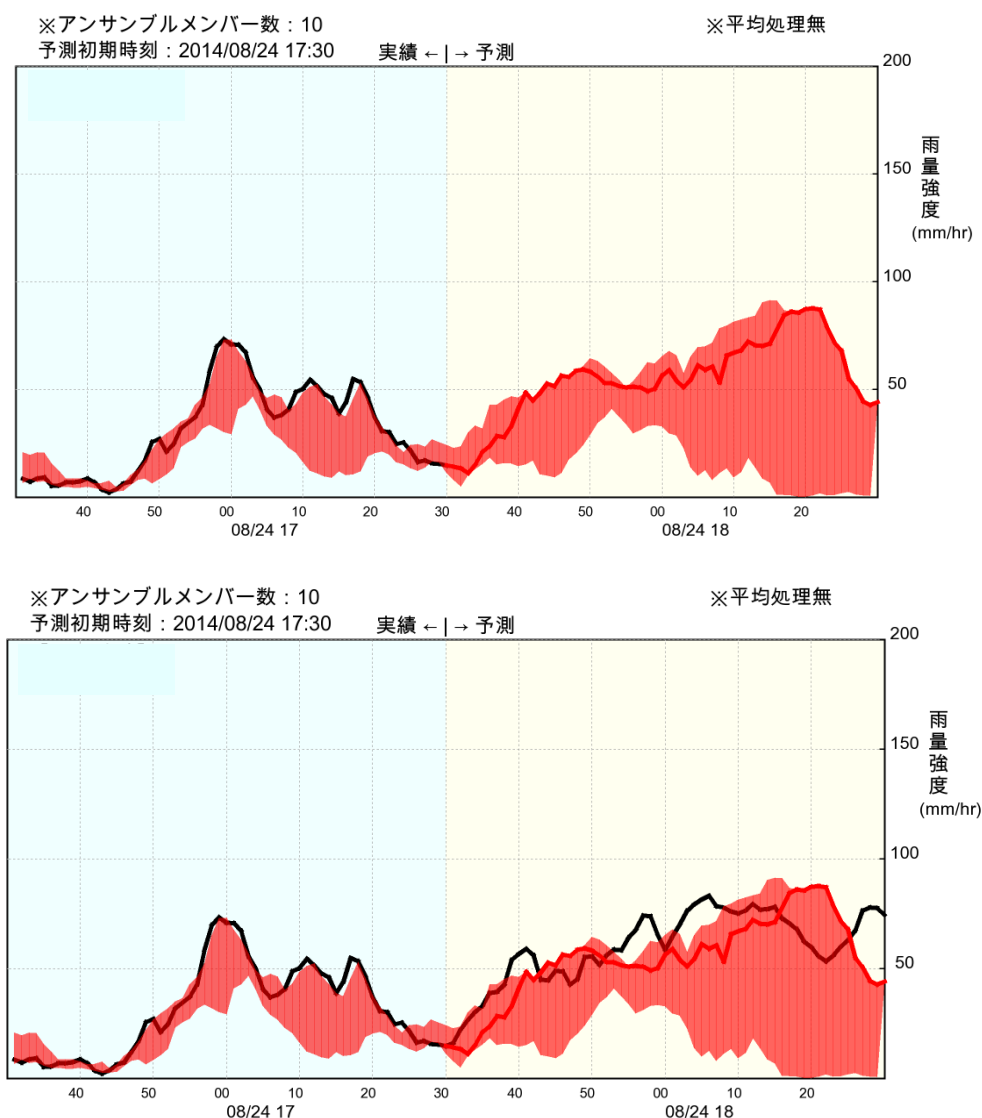


図 5.2.4 初期値アンサンブル手法の適用例 (—: 実績値 —: 予測中心値 ■: 予測誤差幅)
(2014 年 7 月 24 日 17 時 30 分を予測開始時刻とした 60 分先予測 アメダス「茨木」地点)
(上段: 予測の時間帯は予測値のみ表示 下段: 実績値と予測値を併せて表示)

5. 2. 2 局地気象モデルの予測誤差推定手法

局地気象モデルでは同じ初期値・境界値を用いても雲微物理モデル等、用いるサブモデルが異なれば異なる予測値が出力される。3. 3節で示したレーダー観測情報の同化手法により、精度の高い初期値が作成されることが期待されるが、同化を行ってもなお残る初期値の不完全性や境界値の誤差および局地気象モデルの不完全性等により降雨予測値は誤差を持つこととなる。今回は、想定される誤差のうち、局地気象モデル自身が持つ誤差、特に降雨現象と関係の深い雲物理モデルの誤差に着目し、複数の雲微物理モデルによる計算値を用いる雲微物理モデルアンサンブルにより、局地気象モデルの誤差を推定した。雲微物理モデルとしては、第3章の検討において近畿地方で発生したメソ対流系降水システムを良く表現できていた Goddard、Thompson の2モデルによる計算を行った。モデルアンサンブル手法を実際の降雨事例に適用した結果を図5.2.5に示す。

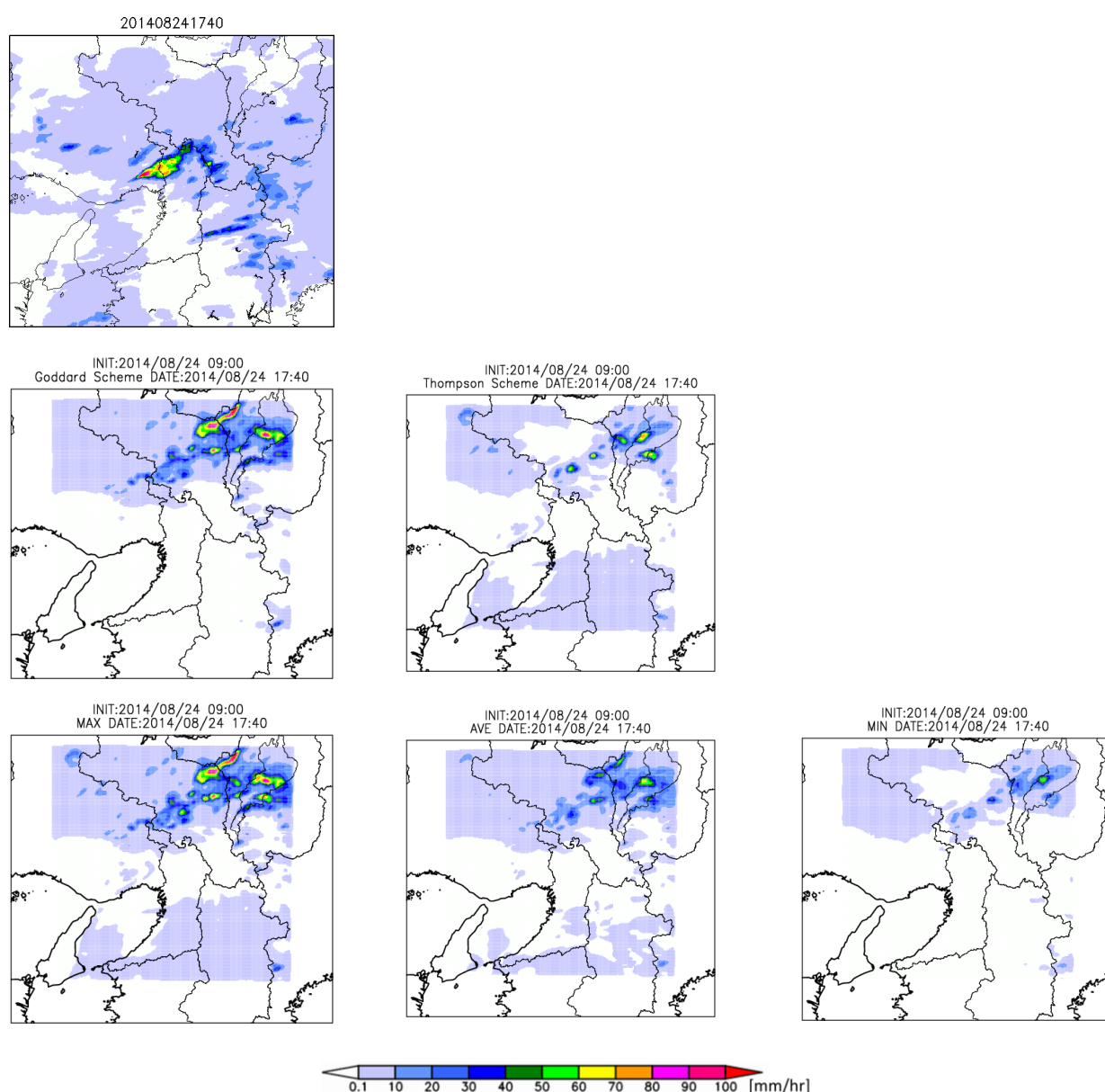


図5.2.5 モデルサンサンブル手法の適用例（2014年8月24日17時40分の前10分雨量の比較）
（最上段：実績 中段：アンサンブル前のWRF計算値 下段：アンサンブル結果（左から最大、平均、最小））

5. 2. 3 誤差幅を持った降雨予測値作成手法

前項までの検討結果を踏まえ、実時間降雨予測システムにおける誤差幅を持った降雨予測値作成手法の検討を行った。図 5.2.6 に誤差幅を持った降雨予測値作成方法のフローを示す。

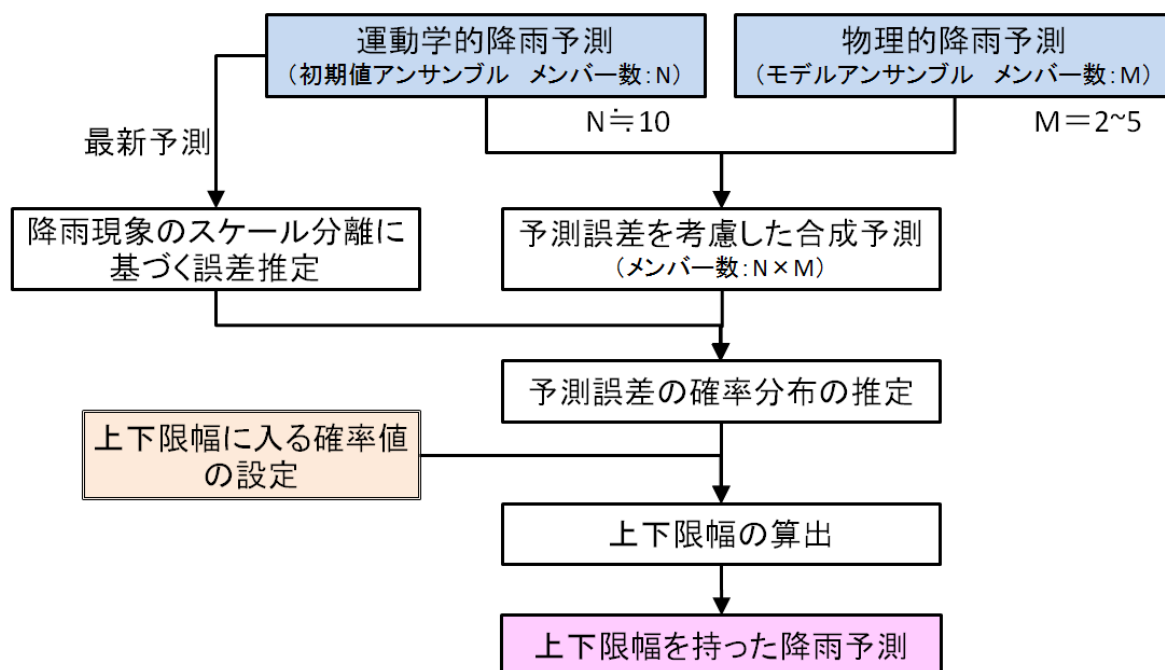


図 5.2.6 誤差幅を持った降雨予測値作成方法のフロー

5. 3 誤差幅を持った降雨予測情報の評価手法

5. 3. 1 予測精度評価指標の設定

誤差幅を持った降雨予測情報の評価方法としては、実績値が予測上限値と下限値の幅に入る適中率が一般的である。しかし、常に十分大きな上下限幅を持った予測値とする（例えば、常に予測上限値：100mm 予測下限値：0mm とするなど）と適中率は高くなるが、このような情報は実運用上有効ではない。適中率以外の評価指標としては、予測上下限値の誤差幅が考えられる。完全な予測の場合、適中率：100%、誤差幅：ゼロとなるが、実際の予測では適中率を上げるためには誤差幅を広げる必要が生じ、誤差幅を狭めれば適中率は低下するというように、2つの指標はトレードオフの関係にある。

予測誤差がある確率分布に従うと想定すると、想定した確率分布から実績値が $\pm N\%$ の範囲に入ると考えられる予測の上下限幅を設定することが可能となる。立川ら⁶⁾が行っているように開発した降雨予測モデルの時間的空間的誤差構造を解析し、その結果をもとに確率分布を想定し上下限値の誤差幅を設定し、想定した誤差の確率分布の妥当性を検証することが望ましいが、本論文では誤差構造と関連が深いと思われる5.1節で示した2つのパラメータ、①移動ベクトル推定誤差 と ②降雨域の発生発達係数 から推定された予測の上下限値について評価を行った。誤差幅を持った降雨予測情報を評価するための評価指標は、①実績値が予測上限値と下限値の間に入る適中率、②予測上下限値の幅と雨量誤差（実績値と予測中心値の差）のRMSEの2指標とした。予測の誤差を適切に推定できたかを評価するため、予測上下限値の幅と実際の予測誤差のRMSEを評価指標に加えた。予測上下限値の幅と実際の予測誤差のRMSEによる評価は、想定している予測誤差確率分布と実際の予測誤差確率分布の一致度を示す指標であると考えることが出来る。

5. 3. 2 誤差幅を持った降雨予測情報の評価

表 5.3.1 に示す 2 事例を対象として誤差幅を持った予測手法の評価を行った。誤差幅を持った予測手法としては、5. 2. 2 (1) で検討した降雨現象のスケール分離に基づく誤差推定手法を適用した手法とした。検討対象事例のうち、事例 1 は局地的な集中豪雨により宇治市周辺で浸水等による災害が発生した事例であり、事例 2 は平成 25 年の台風 18 号による事例であり、近畿地方全域でまとまった降雨となり各地で水害が発生した。対流性の降雨が卓越する事例の代表事例として事例 1 を、層状性の降雨が卓越する事例の代表例として事例 2 を選定した。各事例を対象として予測初期時刻 1 時間毎に 60 分先までの予測計算を行った。図 5.3.1 に 60 分積算降雨量の分布の例を示す。降雨予測誤差推定手法の適用にあたっては、降雨分布のスケール分離を行った上で対流性の降雨域と層状性の降雨域の移動ベクトル誤差を個別に評価する「分離有」手法と層状性の降雨域の移動ベクトル誤差で全体の移動ベクトル誤差を統括して評価する「分離無」手法の比較検討を行った。

表 5.3.1 検討対象事例一覧

事例番号	計算開始時刻	計算終了時刻	降雨原因
1	2012 年 8 月 13 日 18 時 00 分	2012 年 8 月 14 日 8 時 00 分	前線+暖湿気流
2	2013 年 9 月 15 日 21 時 00 分	2013 年 9 月 16 日 6 時 00 分	台風 18 号

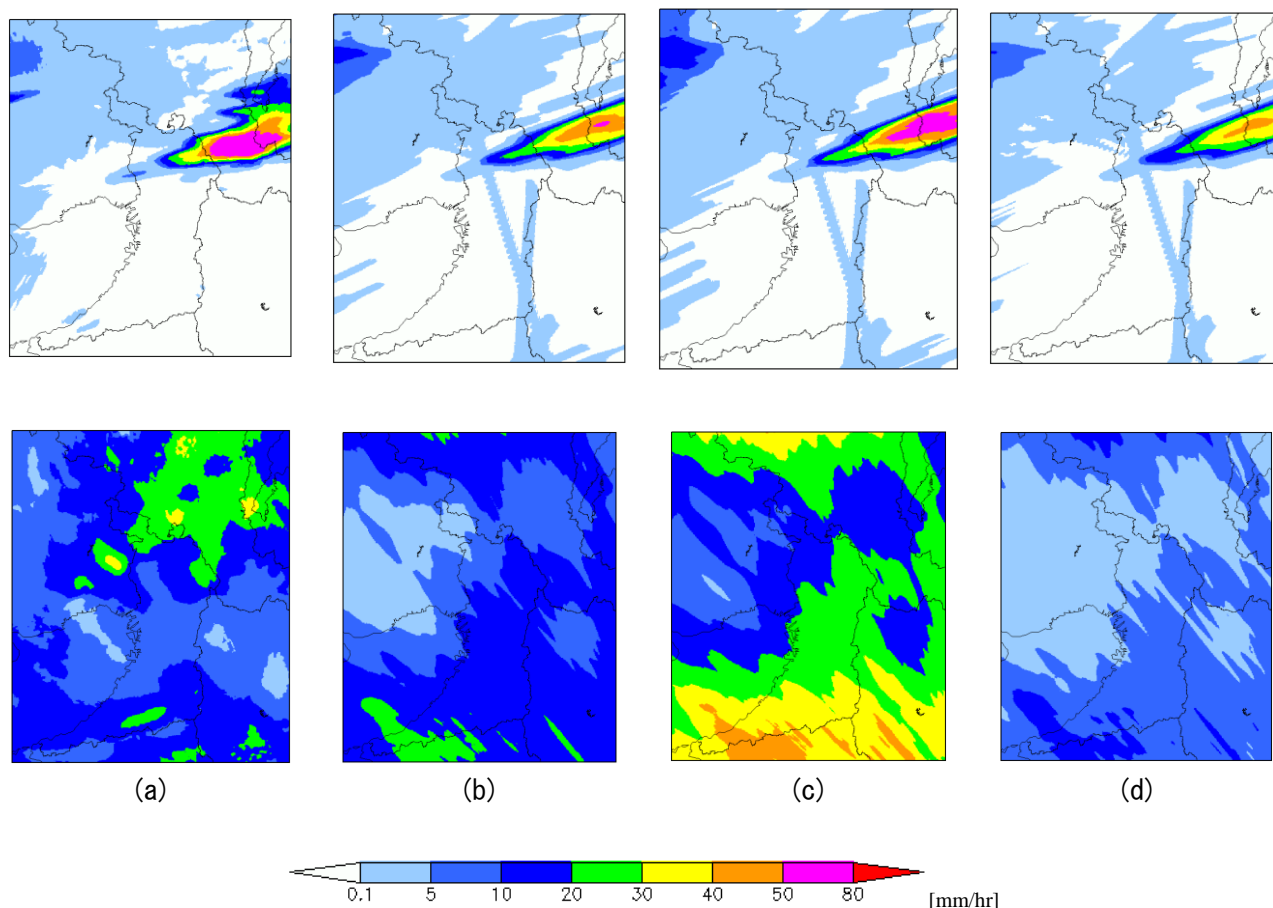


図 5.3.4 60 分積算降雨量の分布の例

上段：予測初期時刻 2012 年 8 月 14 日 3 時 0 分（事例 1）

下段：予測初期時刻 2013 年 9 月 16 日 1 時 0 分（事例 2）

(a)：実績 (b)：予測（中心値） (c)：予測（上限値） (d)：予測（下限値）

(2)評価方法

レーダー観測値および予測雨量値は1分毎に得られるが、実運用における中小河川の管理での降雨予測情報の利用を想定すると、1分毎の降雨予測精度よりも目先1時間先までの総雨量や1時間先までの期間の最大降雨強度が重要であると考えられる。そこで、250mメッシュ毎の60分積算雨量および60分間の最大雨量強度を対象として、上下限の幅をもった予測値の評価を行った。精度評価地点は、図-1に赤点で示したアメダス観測点56地点の位置とし、予測評価に用いる実績値には1分毎のXRAIN観測値を用いた。評価指標は、①実績値が予測上限値と下限値の間に入る適中率、②予測上下限値の幅と雨量誤差（実績値と予測中心値の差）のRMSEの2指標とした。常に十分大きな上下限幅を持った予測値とすると適中率は高くなるが、このような情報は実運用上有効ではない。予測の誤差を適切に推定できたかを評価するため、予測上下限値の幅と実際の予測誤差のRMSEを評価指標に加えた。

表 5.3.2 降雨予測精度推定値の評価結果（精度の良い方にハッチ）

	60分積算雨量値				60分間の最大降雨強度			
	適中率		予測幅と予測誤差のRMSE		適中率		予測幅と予測誤差のRMSE	
	分離有	分離無	分離有	分離無	分離有	分離無	分離有	分離無
事例-1	0.57	0.62	5.12	8.57	0.55	0.61	16.88	28.36
事例-2	0.89	0.88	14.94	19.00	0.76	0.86	18.15	37.30
事例-1 および事例-2	0.68	0.71	9.89	13.41	0.62	0.70	17.35	31.96

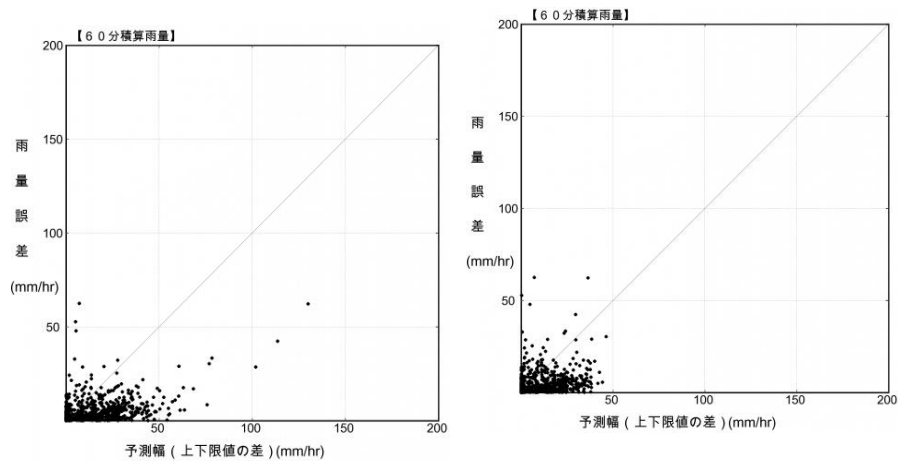


図 5.3.5 60 分間積算雨量の予測幅と実際の予測誤差の散布図（左：分離無 右：分離有）

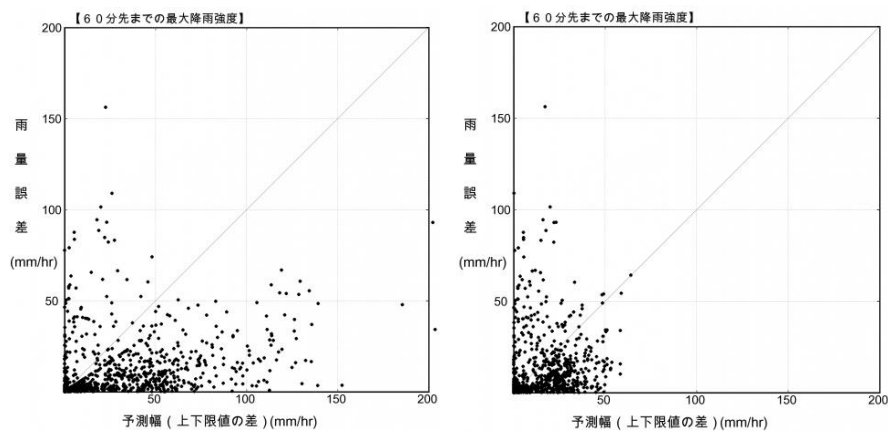


図 5.3.6 60 分間の最大降雨強度の予測幅と実際の予測誤差の散布図（左：分離無 右：分離有）

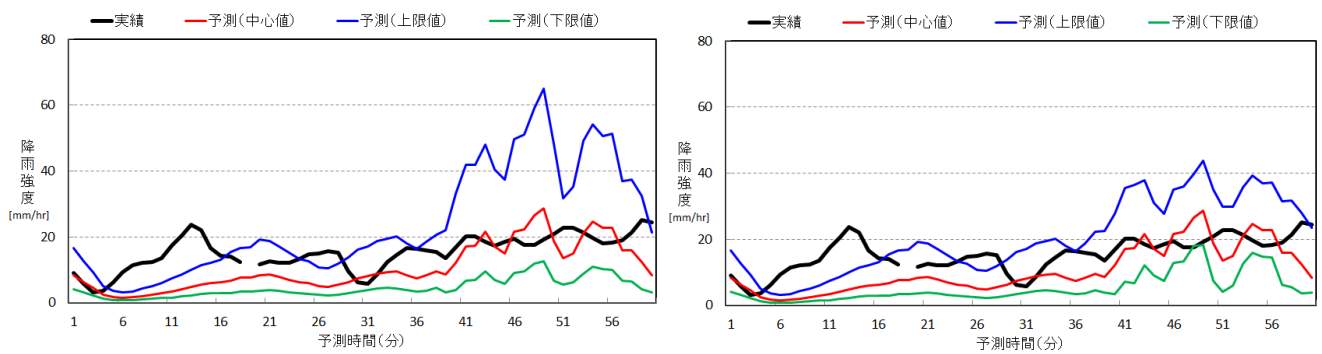


図 5.3.7 実績および予測降雨強度の時系列比較例（ 左：分離無 右：分離有 ）
（ 予測初期時刻：2013 年 9 月 16 日 1 時 00 分 アメダス観測点「京田辺」地点 ）

- ・ 表5.3.2に示した適中率による評価では、対流性の降雨域と層状性の降雨域の移動ベクトル誤差を個別に評価する「分離有」よりも層状性の降雨域の移動ベクトル誤差で全体の移動ベクトル誤差を統括して評価する「分離無」が良好である。
- ・ 表5.3.2に示した予測の上下限値の幅と実際の予測誤差のRMSEによる評価では、「分離有」が「分離無」より良好な精度である。
- ・ 「分離有」「分離無」共に、図5.3.5および図5.3.6において予測幅の値は小さいが、予測誤差が大きい値となっている場合がある。これは、予測値の信頼性が高いと推定されたにも関わらず実際の予測誤差が大きかったケースであり、実運用上のリスクがあるため、予測誤差推定手法の改良が望まれる。
- ・ 図5.3.7に示した時系列比較の例では「分離無」では予測の幅が大きくなっているのに対して、「分離有」では予測の幅が絞られており、適中率が高い「分離無」よりも予測幅と実際の予測誤差のRMSEの小さい「分離有」の方が実運用上有効な情報であるといえる。

今回は、250m メッシュ毎の 60 分積算雨量および 60 分間の最大降雨強度を評価対象として、上下限値の幅を持った予測情報の評価を行った。評価には①実績値が予測上限値と下限値の間に入る適中率、②予測上下限値の幅と実際の予測誤差の RMSE の 2 指標を用いた。これらの評価指標を用いた降雨予測情報の評価に際しては、見逃し回避の必要性が高い場合には適中率による評価を重視し、予測上下限値の幅の信頼性を重視する場合には予測上下限値の幅と実際の予測誤差の RMSE を重視するなど目的に応じて使い分ける必要がある。

本研究では 1 分毎に更新する XRAIN を活用した実時間短時間降雨予測システムにおいて確度の高い予測誤差情報を推定することを目的に、短時間降雨予測モデルの予測誤差推定手法について検討を行った。雨域の移動ベクトル推定誤差に起因する誤差と降雨システムの発達衰弱に起因する誤差に分離し、両者を合成することで上下限値の幅を持った予測情報を作成する手法を開発した。

また、降雨分布を対流性の降雨域と層状性の降雨域にスケール分離することにより、降雨スケール毎の誤差を推定することが可能となるため、このスケール分離の効果についても検討を行った。

検討の結果、降雨分布のスケール分離に基づいた予測誤差推定手法を適用することにより、スケール分離を行わない場合と比較して予測幅が小さく実運用上利用しやすい予測情報を得られることが分かった。一方、予測幅が小さいにもかかわらず実際の予測誤差が大きくなるケースがあり、予測誤差推定手法に改良が今後の課題である。具体的な改良方策としては、移動ベクトル誤差の時間変動特性を分析しその結果を反映した手法に改良すること等が考えられる。今後は、今回検討した予測誤差推定手法を改良し、より多くの事例に適用し評価を行うことが課題となる。今回は①実績値が予測上限値と下限値の間に入る適中率、②予測上下限値の幅と実際の予測誤差の RMSE の 2 指標により幅を持った予測情報の評価を行ったが、予測誤差確率分布と実際の予測誤差分布の比較による評価を行うことが重要である。そのためには、降雨予測誤差の時空間分布を解析し、予測誤差を適切に表現できる確率分布関数を見出し、その確率分布関数のパラメータを降雨予測開始時点で入手可能な情報から設定することが必要である。この点は非常に重要な点であるが、今後の課題としたい。

5. 4 予測誤差を考慮した降雨予測情報提供システムの開発

本節では前節までで検討した予測誤差を想定した降雨予測情報を実時間で利用するための降雨予測情報提供システムの開発を行った。今回開発するシステムの基本仕様を表5.4.1に、処理フローを図5.4.1に示す。本来、図5.4.1における降雨予測誤差の確率分布推定は、タイムラグアンサンブル予測値を用いる手法と、降雨スケール分離による手法を比較検討の上設定すべきであり、さらにその検討に際しては、実際の予測誤差の頻度分布を解析した上で確率分布の関数形や確率分布のパラメータを設定すべきものである。今回は、2つの物理モデル計算値（WRF-1（Goddard）、WRF-2（Thompson））と10個の運動学的降雨予測のタイムラグアンサンブルにより生成される20個の降雨予測値から算出される分散に基づく正規分布を仮定した。また、降雨予測の中心値は、最新の運動学的予測値とWRF-1の合成値と最新の運動学的予測値とWRF-2の合成値の平均値とした。

表 5.4.1 開発する降雨予測情報提供システムの基本仕様

項目	仕様	備考
更新頻度	1 分	実時間に対して、1～2 分遅れ程度で情報を提供する
空間分解能	250m	物理的予測手法 (WRF) では 0.75km メッシュで計算を行うが、内挿により 250m メッシュ情報を作成する。
時間分解能	1 分	
予測時間	120 分	

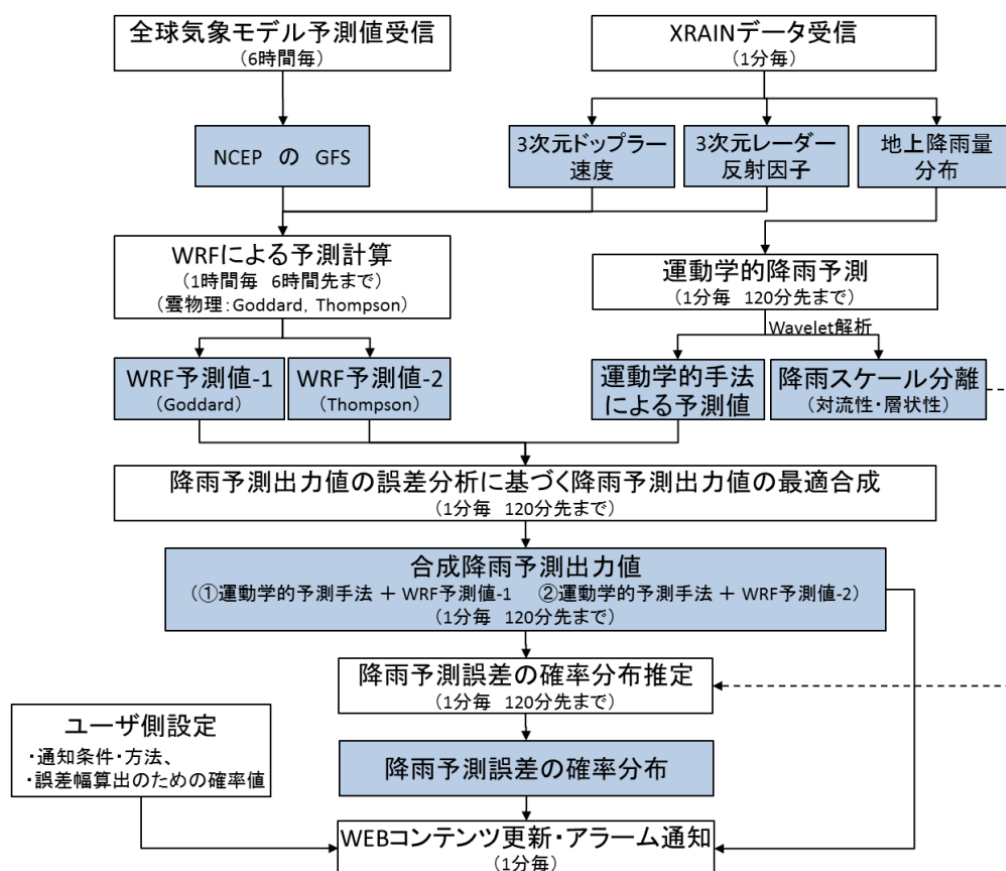


図 5.4.1 降雨予測情報提供システムの処理フロー

5. 4. 1 降雨予測情報提供画面の設計

降雨予測情報提供システム開発にあたり、情報提供画面の設計を行った。画面設計にあたっては、システムの利用者として中小河川の河川管理者や自治体の防災担当者を想定し、情報提供画面設計に際しては以下の点に留意した。表 5.4.2 に降雨予測情報画面の機能を示す。

【降雨予測情報提供画面設計のポイント】

- ・ 降雨予測値は、予測中心値のみではなく予測上限値、下限値も表示し、予測情報の確からしさを提供する。
- ・ 予測の上下限值の設定に際しては、上下限值の幅に入る確率値をユーザー側で設定可能とする。
- ・ ユーザー側で表示機能（予測時間、平均化時間）およびアラーム通知機能における設定（通知条件、通知方法）をカスタマイズすることを可能とする。
- ・ リアルタイムで情報を更新する「運用モード」に加えて、過去の出水事例を対象とした「検証モード」を利用可能とする。この機能により、ユーザーが過去事例のシミュレーションを行うことにより予測の誤差幅と実際の予測誤差の関係を感覚的に理解することが可能となる。

表 5.4.2 降雨予測情報提供画面の機能一覧

	項目	内容
表示	雨量分布図	対象地域周辺の降雨分布図（実績&予測）を表示する。
	時系列グラフ	対象地点（又は流域）の時系列グラフ（実績&誤差幅を含む予測）を表示する。
	数表	対象地点（又は流域）の数表（実績&誤差幅を含む予測）を表示する。
	閾値超過有無	設定した閾値を超過したか否かを表示する。
	過去履歴	過去の出水事例を指定する「検証モード」により、過去の時系列、数表を表示する。 この機能により、予測の誤差幅と実際の予測誤差の関係をユーザーが感覚的に理解することが可能となる。
設定	予測時間	120 分先まで行う予測のうち、何分先までを利用するかを設定。
	平均時間	1 分毎の雨量データの平均化時間を設定（実績&予測に適用）。
	上下限幅	予測の上下限幅作成に用いる確率値を設定。
	閾値	通知を行うための閾値を設定。
	通知条件	通知を行う際に、予測誤差幅を想定した最大値で通知するか、平均値で通知するかを設定。
	通知方法	閾値を超過した場合の通知方法を設定。 （画面、音声、メール、FAX、・・・）

5. 4. 2 降雨予測情報提供システムの開発

図 5.4.2 に降雨予測情報提供画面のサンプルを示す。利用者が表示機能をカスタマイズ可能とすること、誤差幅をもった予測情報とすることで、防災・減災のための有効な情報とすることを目指した。また、過去の降雨事例を対象とした「検証モード」により利用者が予測の信頼性を感覚的に学習可能とすることを狙いとしている。

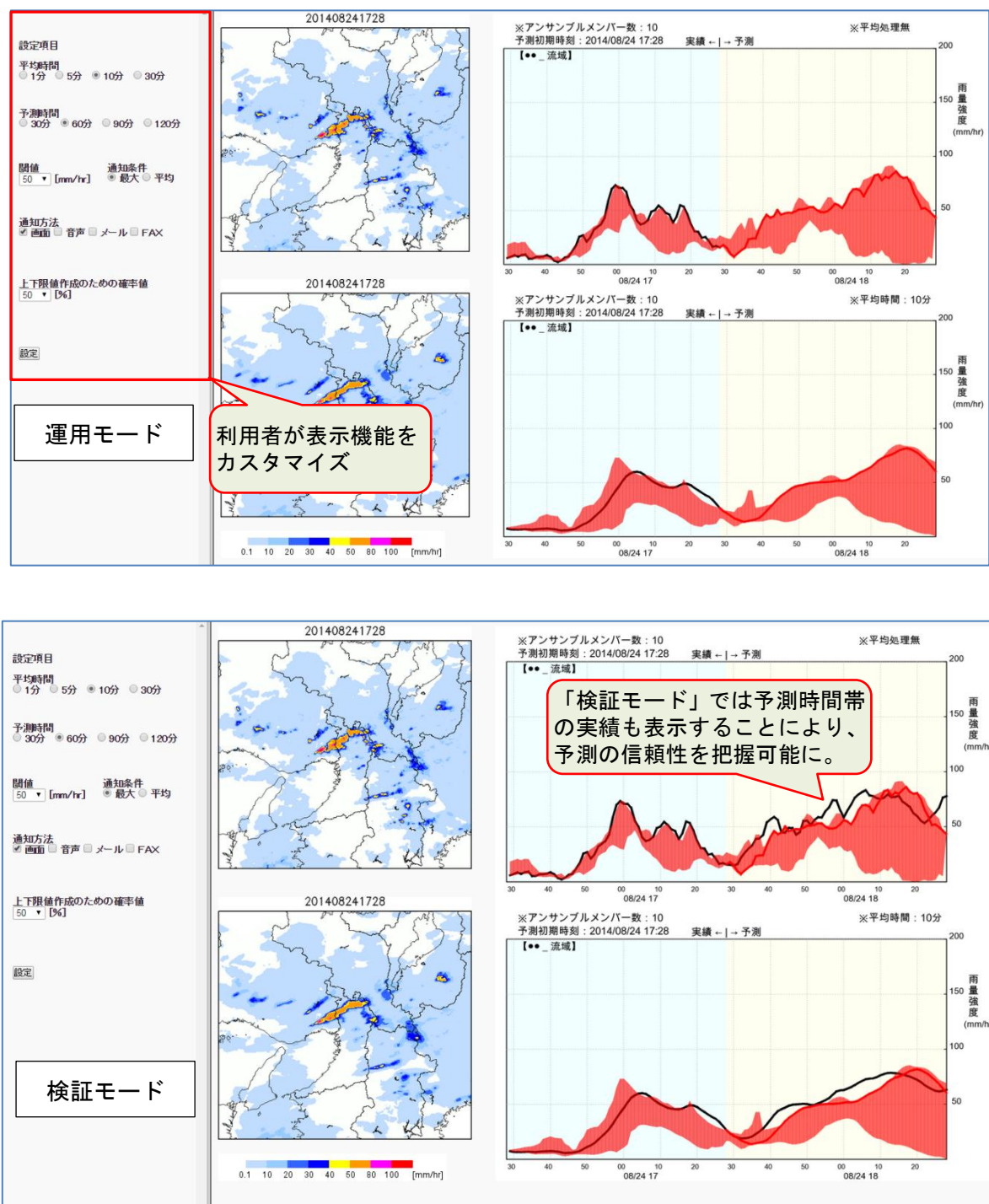


図 5.4.2 降雨予測情報提供画面のサンプル画面
(上段：リアルタイム運用モード 下段：過去事例を対象とした検証モード)

5. 5 結語

本章では、降雨予測情報が誤差を持つことを踏まえ、誤差幅を持った降雨予測値作成手法の検討を行い、誤差幅を持った予測情報の精度評価方法について検討を行った。運動学的降雨予測手法の予測の幅は、移動ベクトル推定誤差に基づく手法とタイムラグアンサンブルにより作成した。物理的降雨予測手法の予測の幅は、WRF の計算の際に複数の雲微物理モデルを用いるモデルアンサンブル手法により作成した。誤差幅を有した予測情報の評価方法の検討、および降雨予測誤差の構造の解析とモデル化が今後の課題である。

利用者として中小河川の河川管理者や自治体の防災担当者を想定し、降雨予測情報が誤差を持つことを踏まえた降雨予測情報提供システムの機能設計を行い、具体的な降雨予測情報提供システムを試作した。今後、開発した情報提供システムを実運用し、利用者との情報交換を重ねながら情報提供システムの改善を行っていくことが必要であると考ええる。

第5章 参考文献

- 1) 高田望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一: 局地的な大雨の予測精度向上を目指した降水ナウキャスト手法の開発, 水工学論文集, 第 57 巻, pp.349-354, 2013.
- 2) 増田有俊, 中北英一: Xバンド偏波レーダを用いた降水セルのライフステージ判別手法の開発, 土木学会論文集, B1(水工学), 第 58 巻, pp.493-498, 2014.
- 3) 上林好之: レーダ雨量情報を用いて洪水調節を確率的に行うための基礎的検討, 土木学会論文集, No.411/II-12, pp.169-175, 1989.
- 4) Takasao, T., Shiiba, M. and Nakakita, E.: A real-time estimation of the accuracy of short-term rainfall prediction using radar, Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering (ed. K, W. Hipel), Kluwer Academic Publishers, vol. 2, pp.339-351, 1994.
- 5) 椎葉充晴, 高埴琢馬, 中北英一: 移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討, 水工学講演会論文集, 第 28 巻, pp.423-428, 1984.
- 6) 立川康人, 小松良光, 椎葉充晴, 寶馨: 移流モデルによる予測降雨場の誤差構造のモデル化と降雨場の模擬発生, 土木学会論文集, No.754/II-66, pp.9-18, 2004.
- 7) 高田望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一: 降雨分布のスケール分離に基づいた短時間降雨予測情報の予測誤差推定手法に関する研究, 河川技術論文集, 第 20 巻, pp.337-342, 2014.

結論

本論文は、筆者が約 20 年間にわたる降雨予測技術の開発、開発技術の実運用化および実用化した降雨予測システムの運用を通じた経験をベースとして、新たに開発した降雨予測手法と降雨予測情報の提供方法についてとりまとめたものである。筆者は、降雨予測技術の難しさや降雨予測情報を適切にユーザに提供することの重要性および難しさを痛感してきた。本論文では、近年の高度化された観測技術を用いた降雨予測技術の高度化と実運用における利便性を考慮し、降雨予測誤差推定に基づいた大雨予測情報の提供方法の開発を行った。本論文の各章の結論は以下の通りである。

第 1 章では、現在気象庁等の公共機関および民間気象会社により提供されている短時間降雨予測情報について、降雨予測手法および予測方法の提供方法を整理した。整理結果に基づき、現状の短時間降雨予測情報を大雨予測情報として活用する場合の課題について、予測手法と情報提供方法の両面から分析し、本論文により解決すべき課題を論じた。

第 2 章では、2010 年以降に国土交通省から提供されるようになった、時間分解能 1 分、空間分解能 250m の高解像度の気象レーダーである XRAIN (X-band polarimetric RAdar Information Network) の観測値を用い、降雨現象のスケール階層構造を考慮した運動学的降雨予測手法の開発を行った。本論文で開発した予測手法は以下の通りである。

- ①Wavelet 解析により高解像度気象レーダーによる降雨分布から対流性降雨域を抽出し、観測降雨域を対流性成分と層状性成分に分離する。
- ②対流性および層状性の降雨域をそれぞれの移動特性を考慮した降雨域追跡手法により移動予測する。
- ③個々の対流性降雨域の面積、最大降雨強度、平均降雨強度のデータを分析することにより、対流性降雨域の発達段階を推定する手法を開発し、前述した運動学的降雨予測手法を対流性降雨域の発達衰弱を考慮した手法に高度化する。

開発した上記の降雨予測手法を近畿地方における大雨事例に適用・評価し、開発手法により予測精度が向上することを確認した。

第 3 章では、物理的降雨予測手法として NCAR (National Center for Atmospheric Research) で開発された局地気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting) の適用検討を行った。本論文では、Wavelet 解析を用いた降雨域発達ダイアグラムによりメソ対流系の構造の再現性を評価する手法を開発した。更に、開発手法を代表的な雲微物理モデルによる計算結果に適用し、雲微物理モデルの違いによる降雨予測計算結果の違いをメソ対流系の再現性の観点から評価し、降雨成因毎の雲微物理モデルの適合性を評価する。また、3 次元変分法による XRAIN 観測データの同化手法を適用し、物理的降雨予測の精度向上検討を行い、近畿地方の大雨事例に適用し、検証・評価を行った。

第 4 章では、2 章および 3 章で開発した運動学的降雨予測手法および物理的降雨予測手法による降雨予測値を実時間においてより有効に活用するための検討を行った。予測開始直後は高精度であるが予測

時間と共に急激に精度が低下する運動学的降雨予測手法と、予測開始直後の精度は運動学的予測手法に劣るものの予測時間に伴う予測精度の低下が緩やかな物理的降雨予測手法の出力値を合成することにより数時間先までの予測精度を向上させることが可能と考えられるため、両手法の出力値合成手法は数時間先までの降雨予測手法として現在も多く用いられているが、運動学的降雨予測手法と物理的降雨予測手法の相対的な優位性は降雨状況や気象条件により異なると考えられるため、時々刻々各手法の相対的な優位性を評価し、適切な合成係数を用いて合成を行うことで予測精度は向上すると考えられる。そこで、本論文では実時間で得られる直近の予測誤差情報を用いて両手法の精度を評価し、両手法の出力値を合成する最適合成係数の同定原理の開発を行った。次に、開発した最適合成係数同定原理を実運用降雨予測システムで利用可能となるように簡略化を行い、開発した降雨予測値合成手法による降雨予測システムを構築し、近畿地方における大雨事例に適用・検証し、開発手法の有効性を確認した。

第5章では、降雨予測情報が誤差を持つことを踏まえ、誤差幅を持った降雨予測値作成手法の検討を行った。運動学的降雨予測手法の予測幅は、降雨スケール毎の移動ベクトル推定誤差に基づく手法とタイムラグアンサンブル手法により推定した。物理的降雨予測手法の予測幅は、複数の雲微物理モデルでWRFの計算を行うモデルアンサンブルにより推定した。次に、誤差幅を持った降雨予測情報の推定誤差幅の妥当性を評価する手法の検討を行った。今回は①実績値が予測上限値と下限値の間に入る適中率、②予測上下限値の幅と実際の予測誤差のRMSEの2指標により幅を持った予測情報の評価を行った。利用者として中小河川の河川管理者や自治体の防災担当者を想定し、降雨予測情報が誤差を持つことを踏まえた降雨予測情報提供システムの機能設計を行った。設計にあたっては、利用者に表示機能をカスタマイズする可能とし、実際の防災・減災のための有効な情報提供システムとすることを目指した。また、過去の降雨事例を対象とした検証表示機能により、利用者が予測の確からしさを感覚的に学習可能とすることを目指した。この設計に基づき、具体的な降雨予測情報提供システムの試作を行った。

本研究では、高解像度なレーダー情報を活用することによりこれまで困難であった降雨現象の階層構造の解析に基づいた短時間降雨予測手法の高度化、実時間での予測誤差推定に基づいた降雨予測値合成手法の開発を行った。更に、予測誤差推定に基づき予測誤差幅を提供する大雨予測情報提供システムの開発を行った。これまで、降雨予測情報の提供形態は定性的な降雨分布の表示や決定論的な降雨予測値の提供に留まっていたが、予測誤差幅を有した定量的な降雨予測情報提供システムを構築したことは、今後の防災および減災技術・知識の向上および普及につながるものであると考える。

今後の課題としては、以下が挙げられる。

まず、今回開発した降雨予測システムを中小河川の河川管理者や自治体の防災担当者等の局地的な大雨に対する必要性が高い現場に導入し、利用者との情報交換を継続しながらシステムを改善していくことが必要であると考ええる。開発した降雨予測手法に関しては、レーダー観測情報の同化手法の改善、運動学的手法における降雨域の発達過程モデルの高度化、降雨予測値合成手法における予測誤差バイアスの空間分布の考慮、降雨予測の誤差幅推定のための降雨予測誤差確率分布の実データを用いたモデル化等、改善の余地が残されていると認識している。今後、今回開発した手法の精度を継続的に検証しつつ、予測手法および提供情報の改善を行っていきたい。

謝辞

本研究をこのような形に纏めるにあたり、その機会をお与えいただいた京都大学防災研究所中北英一教授にまずもって心から感謝と御礼を申し上げます。

また、本研究の遂行にあたり、池淵周一京都大学名誉教授には、研究方法、内容について数々の御教示、御助言を頂くと共に、論文作成に当たり、貴重なご意見を賜りました。ここに深く感謝申し上げます。(株) 気象工学研究所の小久保鉄也社長には、筆者が業務を行いながら研究を実施するために多大な御配慮を頂きました。深く感謝いたします。

さらに、本研究の遂行の途上、多くのデータ分析、計算を行う必要がありましたが、筆者の所属する(株) 気象工学研究所はじめ多くの関係者の方々のお力添えを頂戴しました。とくに独立行政法人海洋研究開発機構地球情報研究センター 田中裕介氏、(株) 気象工学研究所 佐藤悠氏、吉田翔氏 には多くの時間を提供下さいましたこと、ここに衷心より御礼申し上げます。